GEOLOGIE DER SCHWEIZ

VON

ALBERT HEIM

IN ZWEI BÄNDEN

LEIPZIG 1919 · CHR. HERM. TAUCHNITZ

GEOLOGIE DER SCHWEIZ

VON

ALBERT HEIM

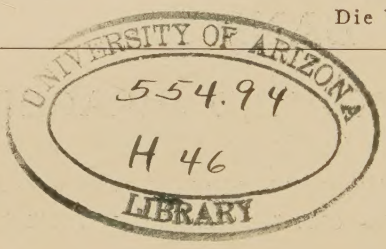
BAND I

MOLASSELAND UND JURAGEBIRGE

MIT VIELEN TABELLEN, 126 ABBILDUNGEN IM TEXT UND AUF TAFELN,
SOWIE 31 EIN- UND MEHRFARBIGEN TAFELN

LEIPZIG 1919 · CHR. HERM. TAUCHNITZ

Das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen ist vorbehalten
Die Verlagshandlung



Printed in Germany

Vorwort.

Im Jahre 1851 und 1853 ist Studers „Geologie der Schweiz" als das erste und bisher einzige Werk seiner Art und gleich darauf die geologische Karte der Schweiz von Studer und Escher erschienen. Das merkwürdige Buch stellte die Fülle der damals bestehenden Beobachtungen über die Formationsfolge (unter Weglassung des Diluviums) und die Lagerungsverhältnisse des Landes, beginnend im Kern der Alpen und endigend mit dem „Hügelland", in bewunderungswürdiger Weise zusammen — vorherrschend die Tatsachen zum Ausdruck bringend, nur hie und da „in das Gebiet der Erklärung überschweifend". 30 Jahre später wünschte ein Verleger von mir eine neue „Geologie der Schweiz". Ich schlug damals das Ansinnen ab mit der Begründung, daß die Erforschung des Landes in viel zu lebhaftem Flusse stehe und ein provisorischer Abschluß erst auf einer zu erreichenden höheren Stufe der Kenntnis erlangt werden müsse, bevor man eine nützliche Gesamtdarstellung geben könne. Seit Studers Buch ist die topographische Karte 1 : 100 000 als solche fertig und unter Leitung der schweizerischen geologischen Kommission geologisch bearbeitet worden, versehen mit Textbänden; seither sind ferner die Karten in 1 : 50 000 und 1 : 25 000 erschienen, und manche Teile des Landes sind detailliert untersucht und in diesen größeren Maßstäben geologisch bearbeitet worden. Alle älteren Beobachtungen sind in den neueren mitenthalten und erscheinen zusammen in einem neuen Lichte. Gewiß ist es noch kein Vollicht; noch viele Stellen liegen im Schatten, und rastlos arbeitet die Schar der Forscher. Aber so große durchschlagende Entdeckungen, wie die Jahre 1890—1910 sie gebracht haben, sind zurzeit nicht in Sicht. Vielmehr handelt es sich jetzt mehr um eine eingehende allseitige Ausarbeitung von den nun sicher eroberten neuen Gesichtspunkten aus. Heute dürfen wir uns bei den letzteren niederlassen, Umschau halten und uns der bisher möglichen Einsicht erfreuen. Wir haben dazu das Recht und die Pflicht. So ist eine neue „Geologie der Schweiz" heute dringendes Bedürfnis geworden. Der Zeitpunkt, 68 Jahre nach dem Erscheinen von Studers erstem Bande, scheint uns richtig gewählt zu sein. Wenn später wieder ein neuer Anstieg erfolgen wird, so wird derselbe die heutige Erkenntnis gewiß nicht zerstören, sondern weiter und höher ausbauen.

So gab ich denn in diesem Vertrauen dem erneuten Drängen mancher Freunde nach, indem ich mich entschloß, meine Vorträge über „Geologie der Schweiz", die ich an unsern beiden Hochschulen gehalten hatte, zu einem Buche auszuarbeiten.

50897

1911 hätte das Manuskript in Druck gehen sollen, aber noch war wenig geschrieben. Durch mein ganzes Leben begleitete mich Überbürdung mit Pflichten und Anforderungen. Viele Mängel in allem, was ich getan habe, wurden durch die stete Hast verschuldet, in der die Arbeit vollbracht werden mußte und der zu entfliehen mir leider nie gelungen ist. Das Amt des Hochschullehrers und des Museumsdirektors erforderte zu viel Arbeit. Nun stand noch der ersehnte Neubau eines geologischen Institutes, seine Einrichtung und der Umzug bevor. Sollte nicht derjenige den Neubau einrichten, der bald mit seinen Schülern dort seine Hauptarbeit leisten wird, statt desjenigen, dem der Abend seiner Tage dämmert? Dieser Gedanke bestimmte mich, im Jahre 1911 das Gesuch um Rücktritt von der Professur für Geologie an den beiden Hochschulen einzureichen, um nachher meine Hauptarbeit neben der Leitung der geologischen Landesuntersuchung, eben der „Geologie der Schweiz", als meinem letzten größeren Lebenswerke zu widmen.

Von verschiedenen Seiten, darunter auch von Fachgenossen, ist mir der Vorwurf gemacht worden, daß ich mein Buch einem deutschen Verlag übergeben habe. Mein Verlagsvertrag ist aber sieben Jahre vor Beginn des Krieges abgeschlossen worden. Mein Wunsch, die Veröffentlichung meines Werkes wegen der durch den Krieg entstandenen Schwierigkeiten auf einen schweizerischen Verlag überzuleiten, wurde abgelehnt. Ich blieb vertraglich gebunden. Ich zolle meinem Verleger große Anerkennung und aufrichtigen Dank für die Energie und Umsicht, mit der er trotz der vielen besonderen Schwierigkeiten seinen Versprechungen überall nachgekommen ist, ebenso wie für seine in allen Dingen mir gegenüber stets beste Handlungsweise und sein das Geschäftliche weit übersteigendes Interesse, das er an meinem Werke und dessen schöner Durchführung nimmt.

Je tiefer man sich in eine Aufgabe von diesem Umfange versenkt, um so mehr wächst sie. So wird das Buch größer, wird zu groß, obschon ich vieles absichtlich und wohl auch vieles unabsichtlich unberücksichtigt und lückenhaft gelassen habe. Es ist viel leichter, ein solches Buch größer werden zu lassen, als kleiner zu halten. Und wie schwierig ist oft die Auswahl und die Anordnung! Ich tröste mich damit: es ist nicht eine Art die alleinrichtige, die ich um jeden Preis suchen müßte. Auch so kann annähernd gut sein, was ein anderer mit gleichem Rechte ganz anders, auch gut oder besser gemacht hätte. Ich bitte den Leser, mir Freiheiten in der Behandlungsart, die ihm vielleicht nicht ganz angenehm sind, nachsichtig zu gewähren. Jeder Autor darf seine Individualität bewahren.

Eine Einseitigkeit, die ich selbst kenne und aufrichtig bedaure, aber mit dem besten Willen in meinem Alter nicht zu verbessern vermag, besteht darin, daß, besonders in der Zitation von Beobachtern und Beobachtungen, von Beispielen usw. die Ost- und Zentralschweiz gegenüber der Westschweiz bevorzugt sind. Hier stand mir eben eine viel reichere Anschauung zu Gebote als dort. Hätte ich die Notizen aus der Ost- und Zentralschweiz im Interesse des Gleichgewichts kürzen sollen? Nein — ich wollte das Buch so nützlich gestalten, als es in meiner Kraft lag. Ich bitte meine westschweizerischen Kollegen um Entschuldigung dafür. Möge ein Westschweizer dann einmal für eine „Géologie de la Suisse" eingehender und reichlicher aus der Natur der Westschweiz schöpfen! Übrigens dürfen die besondere Stellung

und das Hauptarbeitsfeld eines Autors, wie mir scheint, ohne Schaden etwas fühlbar heraustreten.

Nicht nur der Text, auch das Bedürfnis für die bildlichen Darstellungen ist mir unter der Hand stark angewachsen. Diesen Anforderungen aber konnte aus materiellen Gründen nicht ohne weiteres entsprochen werden. Da legten einige meiner ehemaligen Schüler einen Fonds zusammen „Zur Vermehrung der Illustrationen für Heims Geologie der Schweiz". Die Tafeln, welche aus dieser Stiftung unter meinen Augen in schweizerischen graphischen Anstalten hergestellt werden, sind links oben als solche bezeichnet. Ich haushalte mit der edlen Gabe, damit sie möglichst nützlich werde und für das Notwendigste hinreiche. Die hochherzigen Geber wollen nicht genannt sein. Außerdem stellte die Lithogr. Anstalt Hofer & Co. in Zürich eine Anzahl bestausgeführter Tafeln zu Selbstkostenpreisen her. Wir danken ihnen allen!

Es liegt in der Natur der geologischen Wissenschaft, daß sie reichliche Illustration erfordert. Eine kleine Figur sagt oft mehr als einige Seiten Text. Hie und da schien es mir am besten, anderswo schon publizierte Figuren verschiedener Autoren wiederzugeben. Die meisten unserer Figuren aber sind in dieser Art der Zusammenstellung und Ausführung neu und zudem meistens Originalzeichnungen des Verfassers.

Es ist ohne Weitläufigkeiten unmöglich, in jedem Falle von der Lage einer Örtlichkeit, vom Verlauf von Gesteinszonen, von der gegenseitigen Stellung der besprochenen Dinge im Raume usw. ein richtiges Bild in Worten zu geben. Das würde zur Beschreibung einer Karte führen. Der Leser sollte deshalb stets eine ausreichende geologische Karte der Schweiz (am bequemsten die geologische Karte der Schweiz 1 : 500 000, II. Aufl., „Beiträge") zur Hand haben. Es wäre unmöglich gewesen, der „Geologie der Schweiz" diese oder eine ersetzende Karte beizugeben. Soweit konnte die graphische Darstellung nicht geführt werden. Zudem besitzen sehr viele Leser das Notwendige schon.

Recht oft blieb ich im Zweifel, wie weit ich Literaturangaben und Zitate geben sollte. Ich mußte einschränken, denn ein solches Buch ist nicht verpflichtet, wie die Darstellung einer Spezialuntersuchung an jedes Wort eines Vorgängers haarscharf anzuknüpfen, und es darf auch nicht eine Bibliographie einschließen wollen. Übrigens führen die gegebenen Zitate meistens auf die Spur der Nichtgenannten. Wer eingehender eintreten will, muß ohnehin Rolliers Geologische Bibliographie der Schweiz, Beiträge Liefg. XXIX, Bern 1907, und Fortsetzung benützen. Daß in den Zitationen die neueren Autoren reichlicher vertreten sind als die oft grundlegenderen älteren, ist gerechtfertigt, weil die dauernden guten Erkenntnisse der älteren gesichtet mit eingeschlossen sind in den Darstellungen der jüngeren. Die letzteren sind deshalb bequemere Fundgruben. In der Regel haben wir über den Erkenntnisgang in irgendeiner Frage kurze Notizen gegeben, aber diese absichtlich nicht bis zu einer vollständigen historischen Entwicklung getrieben. Der Verfasser zitiert gelegentlich sich selbst in der gleichen Form wie die andern.

Eine ganze Anzahl von Schülern und Fachgenossen, besonders P. Arbenz, E. Argand, E. Blumer, Roman Frei, U. Grubenmann, Laura Hezner,

J. Hug, A. Jeannet, J. Oberholzer, L. Rollier, C. Schröter, H. Seeber, R. Staub, H. G. Stehlin und andere haben mir teils zeitweise im Sammeln und Sichten und in der graphischen Zusammenstellung von Materialien geholfen oder einzelne Kapitel durchgesehen und mir auch eigene Beobachtungen und Ideen zur Verwertung gegeben. Vortrefflich hat mich besonders A. Jeannet unterstützt. Meine Frau hat in ihren zwei letzten Lebensjahren auf dem Krankenbett die Korrekturbogen durchgesehen; nachher hat meine vorzügliche treue Assistentin Alice Böhi mir weiter allseitig beigestanden. Die inhaltlich bedeutendste Unterstützung verdanke ich Arnold Heim. In der Zwischenzeit von größeren Reisen und eigenen Arbeiten hat er nicht nur den größten Teil des Manuskriptes mit kritischem Blick durchgegangen, ich verdanke ihm auch viele inhaltliche Anregungen, sowie die Redaktion des Kapitels über die Stratigraphie der Kreide im Juragebirge; noch viel ausgedehnter ist die Hilfe, die er mir bereits für den II. Band „Die Schweizer Alpen" geleistet hat. Diese treffliche Unterstützung durch den eigenen Sohn ist das schönste Abendrot meines Lebens.

Das Erscheinen der „Geologie der Schweiz" erfüllt mich mit Freude, aber auch mit Beängstigung und Zweifel. War ich der rechte Mann zu diesem Wagnis? Mein Leben lang habe ich unter Gedächtnisschwäche für Namen und Gelesenes gelitten. Gute Assistenz und andere Hilfsmittel konnten mich auch bei dieser Arbeit nur zum Teil vor den Folgen bewahren. Wenn ein Fachgenosse es unbegreiflich findet, daß er da oder dort nicht zitiert ist, so möge er den Fehler nicht in einer ungerechten Absicht suchen (vergl. Vorwort zur „Gletscherkunde"). Warum habe ich aber trotzdem dieses Werk auf mich genommen? Man redete mir zu, es sei Pflicht gegenüber Wissenschaft und Vaterland, es sei notwendig, daß endlich wieder eine „Geologie der Schweiz" erscheine; ich allein unter den noch lebenden Schweizer Geologen hätte dieses große Stück Entwicklung unserer Wissenschaft von Studers Werk bis heute miterlebt. Fast fing ich an, es zu glauben, und schließlich meinte ich, das Werk brauche ja nicht in allen Beziehungen unübertrefflich zu werden; wenn es nur in gewissen Richtungen, in denen ich meiner Befähigung Vertrauen schenken durfte, relativ gut werden würde. Vielleicht könnte keiner es in allen Beziehungen besser machen, als es nun geworden ist. Während der jahrelangen großen Anstrengung hat mich die Arbeit stets beglückt.

Die Bergfreude, zu der mich zuerst Fr. v. Tschudis „Tierleben der Alpenwelt" begeisterte, hat mich als Knabe in die Berge und zum Zeichnen und Modellieren von Bergen geführt. Die Einsicht, daß man nur richtig zeichnen oder modellieren kann, was man versteht, leitete mich auf die Geologie und brachte mich zuerst in Verbindung mit meinem Meister Arnold Escher. 1873 wurde ich als $23\,^1/_2$ jähriger zu dessen Nachfolger im Hochschullehramt gewählt. Seither habe ich ein Menschenalter in der Geologie der Schweiz gelebt, gearbeitet, gelehrt, Jünger ausgebildet und Anderer Arbeit in die Wege geleitet, soweit die Kraft reichte. Das vorliegende Werk ist ein Versuch, unser heutiges Wissen über die Geologie der Schweiz zusammenzufassen und weiter zu vermitteln. Es soll in erster Linie geben, was Gemeingut der Wissenschaft geworden ist, aber auch besondere eigene Auffassungen

nicht verschweigen. Es soll Anregung bieten und Ausgangsstation sein für erneuerte eindringliche Forschung. Seine Bestimmung ist, überlebt zu werden.

Vor allem sei diese Frucht begeisterter Arbeit gewidmet unserer herrlichen Wissenschaft, der Geologie. Im besonderen aber lege ich sie nieder auf den Altar meines Vaterlandes. Aus Dir, geliebtes freies Schweizer Bergland, bin ich hervorgegangen, mit Dir bin ich inniglich verwachsen, Deine Natur bin ich bestrebt zu erfassen, darzustellen und andere anzuleiten, Dich zu verstehen, zu bewundern und zu lieben, wie ich Dich liebe.

Zürich 7, am 31. Oktober 1918.

Albert Heim.

Inhalt des ersten Bandes.

Einleitung.

Seite

I. **Vorbemerkung über das Verhältnis vom geologischen Bau des Landes zu seiner Kultur** 1
II. **Geschichte der Geologie der Schweiz** 3
1. Zeit vor Studer und Escher 3
2. Studer und Escher 7
3. Glazialgeologie 10
4. Juragebirge 14
5. Die Fossilfunde 16
6. Alpengeologie außerhalb der Landesuntersuchung 17
7. Die schweizerische geologische Kommission 18
8. Übrige Kommissionen und die schweizerische geologische Gesellschaft 21
9. Weitere Aufgaben 22
10. Geschichte der topographischen Landesdarstellung 23
III. **Überblick über die Zonen des Schweizerlandes** 28
IV. **Meteoriten der Schweiz** 34

Erster Hauptteil.

Molasseland und Diluvium. 37

A. Die Molasse 39
I. **Übersicht** 39
II. **Die Gesteine der Molasse** 43
1. Die Nagelfluh alpinen Ursprungs 43
a) Ausbreitung der Nagelfluh 43
b) Die Herkunft der Nagelfluhgerölle 48
c) Besondere Erscheinungen an den Nagelfluhgeröllen 58
1. „Die Eindrücke" 58
2. Diagenetische Glättung und Streifung 61
3. Dislokationsumformung 63
2. Nagelfluhen der Juraregion 64
Literatur, Übersicht 64
a) Elsgauer- oder Pruntruter Juranagelfluh, Stampien 66
b) Aquitane Nagelfluh 66
c) Die bunte Nagelfluh des Vindobonien 66
d) Die Aargauer „Juranagelfluh" 68
Notizen über die Vorkommnisse der „Aargauer Juranagelfluh" 70

Seite

3. Die Molassesandsteine 72
4. Molassemergel 77
5. Molassekalksteine 78
6. Die Molassekohlen 81
a) Beschaffenheit der Molassekohlen 81
b) Allochthone Flöze, Schwemmkohlenflöze 82
c) Autochthone Kohlenflöze 83
d) Käpfnach bei Horgen am Zürichsee 85
e) Paudex bei Lausanne 87
f) Hoheronen 87
g) Rufi bei Schännis, Gasterland (Kt. St. Gallen) 88
h) Elgg (östlich Winterthur) 89
i) Herdern (Kt. Thurgau) 89
Der Kohlengehalt der Molasse 90
7. Besondere Einlagerungen in der Molasse 91
Gips, Petroleum, Asphalt, Grubengas.
8. Molasse am Südfuß der Alpen 93

III. Stratigraphie der Molasse 95
1. Stratigraphische Gliederung der Molasse in ihrer Erkenntnisfolge 95
2. Molasseprofile typischer Regionen 103
a) Die Zone St. Gallen—Luzern 103
b) Molasse der Westschweiz, besonders der Umgebung von Lausanne 109
c) Profil des Tertiär von Ste. Croix im Jura nach Douxami 111
d) Übersicht der Molasseschichtfolge im Bernerjura nach Rollier 111
e) Molasse im Seeland nach Baumberger und Kißling 112
f) Molasse in der Umgebung von Bern nach Gerber 113
g) Molasse in der Umgebung von Zofingen nach Niggli 113
h) Molasse in der Umgebung von Aarwangen nach Martin 114
i) Molasse im unteren Aare-, Reuß- und Limmattal nach Mühlberg (1905) . . . 114
k) Notizen über die Molasse im Tafeljura 115
l) Molasse von Oehningen 116
m) Molasse in der Umgebung von Basel 118
n) Savoyen 119
3. Übersicht über die Ausbildung und Verbreitung der einzelnen Molassestufen 120
a) Stampien 121
b) Aquitanien 122
c) Burdigalien 123
d) Vindobonien 125
e) Sarmatien 126
f) Gesamtüberblick über die Molasseschichtfolge, Tabelle (130 u. 131) 127

IV. Die Fossilien der Molasse 129
1. Fundorte und Erhaltung 129
2. Die Pflanzen der Molasse 135
a) Gesamtcharakter der Molasseflora 135
b) Verzeichnis der wichtigeren Fundorte von Molassepflanzen 139
Untere Molasse 139
Mittlere Molasse 141
Obere Molasse 142

Seite

3. Die Tiere der Molasse 143
a) Die Land- und Süßwassertiere 143
I. Die Säugetiere 143
Verzeichnis der Säugetierfunde in der schweizerischen Molasse von Dr. H. G. Stehlin (Basel) 145
II. Die Vögel 152
III. Die Reptilien 152
IV. Die Amphibien 154
V. Süßwasserfische 154
VI. Die Arthropoden 155
VII. Die Land- und Süßwassermollusken 156
b) Die Meerestiere 158
1. Die marinen Wirbeltiere 158
2. Die wirbellosen Meerestiere 159
4. Klima der Schweiz zur Molassezeit 162

V. Tektonik der Molasse 162
1. Molassefaltung des Juragebirges 164
2. Schwarzwäldische Molassehebung 166
3. Subalpine Molassedislokation 167
4. Alter der Molassedislokation 181
5. Südrand der subalpinen Molasse 185
6. Alpine Randabsenkung (Flexur) in der Molasse 189
7. Altersfolge der Vorgänge 195

B. Das Diluvium 197
Einleitung 197
I. Gletscherschliffe auf anstehendem Fels 199
1. Inneralpine Gletscherschliffe 199
2. Abwitterung und Erhaltung der Gletscherschliffe 201
a) Diluviale Gletscherschliffe im alpinen Kalkgebiete 203
b) Gletscherschliffe im Molasseland 203
c) Gletscherschliffe am Juragebirge 205
II. Gletschertöpfe 205
1. Gletschertöpfe im Gebiete der Alpen 206
2. Gletschertöpfe im Molasseland 207
III. Erratische Blöcke und Ausbreitung der diluvialen Gletscher . . 209
1. Verbreitung einst und jetzt 209
2. Gestalt, Anordnung, Herkunft 211
3. Blockstreuung der verschiedenen Vergletscherungen 215
4. Die einzelnen Blockgebiete der größten und letzten Vergletscherung 216
a) Gebiet des diluvialen Rheingletschers 216
b) Der diluviale Säntisgletscher 221
c) Gebiet des diluvialen Linthgletschers 221
d) Gebiet des diluvialen Reußgletschers 225
e) Gebiet des diluvialen Aaregletschers 229
f) Gebiet des diluvialen Rhonegletschers 232
g) Die Vergletscherung des Jura 238

Seite

h) Nebengletscher auf der Nordseite der Alpen 242
i) Diluviale Gletschergebiete am S-Abhang der Alpen 242

5. Ausbreitungsmaße der diluvialen Gletscher 246

IV. Moränen 248

1. Grundmoränen (Flachmoränen) 248
2. Wallmoränen 253
3. Drumlin, Aasar und Esker 261

V. Diluviale Schotter 265

Allgemeines 265

1. Lokale fluvioglaziale Ablagerungen 266

Vorkommnisse von Glazialtonen in stehendem Wasser abgesetzt 270

2. Die großen diluvialen Schotterterrassen 270

a) Ihre Gliederung 270
b) Die einzelnen Schottersysteme 279

1. Der Sundgauschotter 279
2. Die Deckenschotter D_1 und D_2 und die zugehörige erste und zweite („Günz"- und „Mindel"-) Vergletscherung 280
3. Hochterrassenschotter, H 291
4. Schotter der tiefsten Talrinnen 295
5. Schotter der größten Vergletscherung 299
6. Mittelterrassenschotter 299
7. Niederterrassenschotter Ni_1 und Ni_2 299
8. Diluvialschotter westlich der Emme 303
9. Fluvioglaziale Schotter am Südabhang der Alpen, Jungceppo 306
10. Sölle 307
11. Typen der Diluvialtäler . . . . . 307—309

VI. Interglaziale Ablagerungen 307

Mehrteiligkeit der Eiszeit 307

1. Die Schieferkohlen 310
2. Interglaziale Schotter, Lehme, Tuffe 316

a) Schotter 316
b) Pflanzenführende Lehme, Glazialtone 317
c) Quellentuffe 317

3. Die Lösse 319
4. Bergstürze 323

VII. Diluviale Aufschüttung und deren Lagerungsstörungen 325

VIII. Organische Reste. — Klima 327

1. Die Wirbeltiere 328
2. Die Wirbellosen 331
3. Die Pflanzen 332
4. Der Diluvialmensch in der Schweiz 336

a) Die interglazialen Höhlenfunde mit Menschenspuren 336
b) Die jungglazialen Höhlenfunde mit Menschenspuren 337

IX. Ursachen der Eiszeiten 341

X. Tabellarische Zusammenstellung über die Erscheinungen des Diluviums in der Schweiz 344

Seite

C. Oberflächengestaltung des Molasselandes 345
Drei formende Vorgänge 345
I. Durch Dislokation abgelenkte Talbildung im Molasselande . 345
Erhaltene Quertäler 345
Verschobene Quertalwege der Reuß 346
Ablenkung der Reuß in das subalpine Streichen 347
Streichende Ablenkung der Linth 348
Westschweiz 348
II. Abwitterung und Abtrag 349
III. Vergleichendes über Fluß- und Gletscherwirkung in unserm Lande 356
IV. Flußverlegung durch Erosion oder Vergletscherung 379
Arten der Flußverlegungen 380
Beispiele von Flußverschiebungen im Molasselande 381
Das Glattal 381
Das Sihltal 381
Das Räppischtal 382
Das Naturbild von Zürich und Umgebung 382
Tote Täler (Taltorsi), besonders glaziale Abflußrinnen der letzten zwei Vergletscherungen 383
Ältere Taltorsi 386
Lebendige jungglaziale Flußläufe, epigenetische Laufstücke (Burgdorf, Einsiedlermoor, Sensetal, Stromschnellen) 386
Rheinfall 389
Laufenburg 391
Gebiet der Aare-Mündung 392
Typen epigenetischer Talwege 393
Diluviale Flußepigenesen in den Alpen 394
V. Stauungen und Eindeckungen durch Gletscherschutt 395
Moränenseen 395
Delta von Nebenflüssen 396
Flußablenkungen durch Glazialschutt 397
VI. Die Bildung der großen Talseen 399
Die Talseen nach der Ausdehnung ihrer ursprünglichen Anlage 399
Felsbecken 401
Ursachen der Übertiefung 402
Eigenschaften der Randseentäler 403
Verbiegung der Felserosionsterrassen 404
Rückläufigkeit des Deckenschotters 407
Seen am Südfuß der Alpen 411
Überblick 412
Geostatische Erklärung 412
VII. Mannigfaltigkeit der Talgeschichte 415
VIII. Fortgang der Umgestaltung der Oberfläche 416
1. Abtrag 417
Postdiluviale Schluchten 417
Bergstürze in der flachen Molasse 418
Schuttrutschungen 419
Bergstürze in der subalpinen Molasse 422
Der Bergsturz von Goldau 423
Seeufer-Erosion 425

Seite

2. Ablagerungen 426
Chemische und organogene Absätze stehender Gewässer 426
Quellentuffe, Tropfsteinhöhle „Höll" bei Baar 427
Mechanische Alluvion in den Seen 428
Die subaquatischen Deltarinnen 430
Betrag des Schlammabsatzes in Seen 431
Seeufereinbrüche 432
Weitere mechanische Absätze, Überschwemmungs-Sandlehme 433
Gehängelehme 434
Dünen 434
Künstliche Ablagerungen 434

Rückblick 435
Zusätze und Korrekturen 435
Druckfehler 440

Zweiter Hauptteil.

Das Juragebirge der Schweiz 441

A. Stratigraphie des Juragebirges 443

I. Grundgebirge 443
Vorkommen, Schwarzwaldgneis, saure und basische Gänge, erbohrtes Grundgebirge.

II. Paläozoikum des Juragebirges 445

1. Perm 445
Auftreten des Rotliegenden, Abteilungen, die Schwarzwald-Eruptiva älter. Fundstellen, Mächtigkeit, Altersbestimmung. Die Kalisalzfrage der Schweiz (547).

2. Die Steinkohlenfrage der Schweiz 448

Das Mesozoikum des Juragebirges 450

III. Die Trias des Juragebirges 451

1. Vorkommen der Trias 452
Die drei Triasfazies in der Schweiz, germanische Fazies im Juragebirge, a) nördliche oder Plateauzone der Triasaufschlüsse, b) Überschiebungszone des Kettenjura, c) Trias in den inneren Ketten. Im Tafeljura stratigraphisch vollständig, im Kettenjura Fehlen von Wellenbildung und Buntsandstein, Ursache hiervon.

2. Charakter der Trias 454
Allgemeiner Charakter. Stratigraphische Tabelle, Eigentümlichkeiten im Gegensatz zum Jurasystem. Keine Diskordanzen, vollständige gleichförmige Schichtreihe. Eine Provinz Deutschlands.

3. Notizen über einige interessante Triaslokalitäten 459

4. Das Steinsalz des Juragebirges 461
a) Geschichte der Entdeckung 462
b) Die Bohrungen auf Steinsalz 1820—1914 463
c) Einige Bohrlochprofile als Beispiele 465
d) Die Ausbreitung des Steinsalzes 466
e) Fehlen des Salzes infolge natürlicher Auslaugung 468
f) Die Teilung der Salzvorkommnisse der Rheinzone in verschiedene Schollen . 470
Die Schollen von Basel, Muttenz, Schweizerhall, Pratteln, Rheinfelden-Ryburg und Koblenz.

Seite

g) Die Salzgewinnung 475
Erträge und Ertragsfähigkeit, die Methode des Auslaugens durch Grundwasser, die dadurch bewirkten Senkungen.

5. Das Rhät 477

IV. Der Jura des Juragebirges 479

1. Der allgemeine Charakter des Jurasystems im Juragebirge 480
Gegensatz zur Trias, neritische Zone der Thetis, Gesteine und Fazies, Unterabteilungen, Gegensatz zum alpinen Jura, Auflagerung auf Trias, Abtrag im Dach. Mächtigkeit und orographische Gliederung, Quellbildung, Aufschlüsse, Fossilien.

2. Stratigraphische Tabellen über das Jurasystem im Juragebirge 487
a) Schwarzer Jura, unterer Jura oder Lias 487
b) Brauner Jura, mittlerer Jura oder Dogger 502
c) Weißer Jura, oberer Jura oder Malm 506

3. Die auffallendsten Fazieserscheinungen im Jura des Juragebirges 487
a) Lias 487
b) Dogger 487
c) Malm 489

4. Der Gesteins- und Mineralbestand des Jurasystems im Juragebirge 493
a) Kalksteine 493
Reine Kalksteine, dolomitische Kalksteine, organogene Kalke, Kalkoolithe.
b) Mergel, Zementsteine 496
c) Kieselige Gesteine 496
d) Glaukonitische Gesteine 497
e) Eisenoolithe und eisenschüssige Gesteine 497
Ausbeute der Eisenerze des Jura 498
f) Trümmergesteine (Sandsteine, Breccien, Konglomerate) 498
g) Bituminöse und kohlige Gesteine 499
h) Lager mit pyritischen Fossilien 500
i) Phosphorit 500
k) Verschiedene Mineraleinschlüsse 500

5. Einzelne Juraprofile typischer Lokalitäten 501
Lias 501
Dogger 503
Malm 507

V. Die Kreide des Juragebirges (verfaßt von Arnold Heim) 509

1. Stratigraphie der Kreide 509
Verbreitung, Transgressionen und Ausdehnung der Meere 509
Fazies und Faunencharakter 511
Valangien (Valendisstufe) 512
Hauterivien 516
Barrémien (Urgon) 517
Aptien 519
Albien (Gault) 519
Tabelle der Kreidebildungen des Juragebirges 520
Cenoman 521

Seite

2. Die Asphaltvorkommnisse 522
a) Der Urgon-Asphalt im Val de Travers 522
b) Andere Asphaltvorkommnisse 525
c) Entstehung der Asphaltlager 527
VI. Das Tertiär des Juragebirges 529
1. Die Bohnerzformation 529
a) Stratigraphische Stellung der Bohnerzformation 529
b) Zusammensetzung der Bohnerzformation 530
Bolus, Bohnerz, Huppererde, Glassande, Einschlüsse von Blöcken und älteren Fossilien, Verkieselung der Taschenwandungen, besondere Mineraleinschlüsse, besondere Schichteinlagerungen, Süßwasserkalke, Säugetierknochen.
c) Ausbreitung und Vorkommen der Bohnerzformation 534
d) Die Fossilien des Bohnerzes 535
e) Entstehung des Bohnerzes 538
f) Ausbeute von Bohnerz 541
Tabelle über das Tertiär im schweizerischen Juragebirge 542
2. Die Molasse des Juragebirges 544
Die nachtertiären Bildungen im Juragebirge 547
Zusätze und Korrekturen 547

B. Tektonik und äußere Gestalt des Juragebirges 548
Überblick 548
I. Der westliche Tafeljura (Elsgau) 553
II. Der östliche oder große Tafeljura 553
1. Westrand des Tafeljura am Rheintalgraben 555
Das Alter des Rheintalgrabens 556
2. Der Tafeljura von der Birs bis zum Tiersteinberg 557
Die Rheinfelderverwerfung 558
Die übrigen Verwerfungen 558
Alter der Verwerfungen im Tafeljura 560
Abrasion und Transgression im Tafeljura 562
Faltungen im Tafeljura von Birs bis Tiersteinberg 563
Zur Theorie der Tektonik des Tafeljura 564
3. Oberflächengestaltung des Tafeljura von der Birs bis zum Tiersteinberg 565
Verhältnis von Form und Tektonik, Verwitterungsstufen, Übersicht über den zeitlichen Gang der orogenetischen Ereignisse im Tafeljura, Bergschlipfe und Bergstürze, Quellen.
4. Der Tafeljura vom Tiersteinberg bis an die Aare 572
Die tektonischen Störungen 572
Gestaltung des Tafeljura östlich Tiersteinberg 575
5. Der Tafeljura östlich der Aare 576
6. Das Nordostende des Tafeljura 578
III. Die Tektonik des schweizerischen Kettenjura 580
1. Die streichenden Dislokationen 580
Falten und Überschiebungen 580
Übersicht der Reihen der streichenden Dislokationen und Beispiele 581
Ergänzendes zur Reihe des Fächergewölbes 585
Eckiger Faltenwurf 586

Seite
Gewölbescheitelbrüche 587
Von den liegenden Falten und Überschiebungen 591
Das Auslaufen der Überschiebungszone nach E und W 597
Weiteres betreffend Erklärungsversuche der Überschiebungsklippen 598
Richtung des Überliegens und Rückfaltung 599
Der Kettenjura als gefaltete Abscherungsdecke 600
Ortsbestimmende Ursachen für den N-Rand des östlichen Kettenjura 602
Disharmonische Bewegungen verschiedener Schichtgruppen 604
Größe der Falten im NE und SW des Jura 606
Ergänzendes zu den Faltungen zweiter Ordnung, Schuppenstruktur 607
Die Hauterivientaschen im Valangienkalke 608
Dislokationsmetamorphe Gesteine des Jura 610
2. Die Querbrüche im Kettenjura 611
Keine echten Verwerfungen im inneren Kettenjura 611
Die horizontalen Transversalverschiebungen im Kettenjura 613
a) Die einzelnen harmonischen Querverschiebungen Nr. 1—11 614
b) Alter der großen Transversalverschiebungen 620
c) Harmonische Erscheinungen der Querbrüche 621
d) Ursache der Transversalverschiebungen 622
e) Spiegelbildliche Querverschiebungen 623
f) Erlöschen der Querverschiebungen 625
g) Zusammenfassung 625
3. Anordnung der streichenden Dislokationen im Kettenjura 626
a) Übersicht 626
b) Zahl der Falten 626
c) Längen der Gewölbe 627
d) Ablösung der Falten 629
e) Gabelung (Teilung) von Falten; Arten der Teilung 630
f) Verlauf der Falten 632
g) Wechsel des Gewölbeprofiles im Längsverlauf (Brandungskette, Weißensteinkette) 634
h) Verteilung der Faltentypen 638
i) Ursachen für die Lage des Juragebirges 640
k) Zahl der Falten im Querprofil 641
4. Alter des Kettenjura 641
5. Richtung des Tangentialschubes im Juragebirge 647
6. Ausmaß der Tangentialbewegung im Kettenjura 649
IV. Oberflächengestaltung des schweizerischen Kettenjura 652
1. Verhältnis von Dislokation und Abtrag 652
2. Übersicht der Tal- und Kammarten 659
3. Ausbildung und Verteilung der verschiedenen Längsformen im Juragebirge 662
Mulden- oder Synklinaltäler und -kämme; Isoklinaltäler und Isoklinalkämme; Antiklinaltäler und Antiklinalkämme.
4. Quertäler (Klusen, Zirkus) und Querkämme des Juragebirges 666
Vorbemerkungen und Einteilung 667
I. Quertäler durch reine Erosion entstanden 669
Kluse und Zirkus. Verschiedene Ausbildung der Klusen. Beispiele von Klusen. a) Flußlauf präexistent, b) Bergkette präexistent. Unfertig abgestorbene Klusen. Ausbildungsreihe von Klusen. Klusen durch Synklinalen. Quertäler im Ostjura.

Seite

II. Quertäler aus Querbrüchen (Transversalverschiebungen) hervorgegangen . . 675
III. Andere Einteilungs- und Erklärungsversuche und Zusammenfassung . . . 677

5. Seen des Juragebirges 681
Der Lac des Brenets, ein Bergsturzsee 682
Der Lac de Joux, ein See durch Transversalverschiebung 682
Andere Juraseen 683

6. Fortgehende Verwitterung und Bergstürze im Juragebirge 684
a) Relativer Stillstand 684
b) Bergstürze 685
Schuttrutschungen, Felsrutschungen, Felsstürze.

7. Karstphenomene und Quellen des Juragebirges 689
a) Karren 689
b) Versickerungstrichter 690
c) Höhlen 690
d) Quellen 692
Nach Schichtgruppen, nach Talarten. Tunnelquellen. Beispiele großer Juraquellen. Durchflußgeschwindigkeit der größten Juraquellen. Geringe Filtration. Schuttquellen.
e) Mineralquellen und Thermen 700
Thermen von Baden. Thermen westlich Baden (Schinznach, Benken, St. Lorenzen, Lostorf, Hauensteintunnel). Erklärung der Jurathermen.

Nachträge und Berichtigungen 704

Einleitung.

I. Vorbemerkung über das Verhältnis vom geologischen Bau des Landes zu seiner Kultur.

Das Antlitz der Erde ist durch das Zusammenwirken von zwei großen Faktorengruppen bedingt, durch die Reaktionen des Erdinnern: Dislokation und Eruption einerseits, und die Reaktionen des Äußern: Abwitterung und Erosion andererseits. In den einen Gebieten haben mehr die einen, in andern die anderen die Oberhand gewonnen. Im Schweizerlande treten uns beide in großartiger Wirkung vor die Augen.

Der Zusammenhang eines Landes mit der Kulturentwicklung seiner Bevölkerung ist gegeben durch Klima, durch Boden, Rohmaterialien, Anbaufähigkeit und Terraingestaltung. Die Grenzen von Weinbau, Ackerbau, Wiesenbau, Gartenbau, Wald, von Industrie, Bergbau, Nomadentum usw. sind bedingt durch die aus diesen Eigenschaften hervorgehenden Rentabilitätsverhältnisse. Durch Versuche ist in allen Kulturgebieten allmählich mehr und mehr diejenige Kulturart herausprobiert und dauernd angesiedelt worden, die den gebotenen Bedingungen am ehesten angepaßt war. Die Faktoren der komplizierten Funktion, die wir Rentabilität nennen, sind zum Teil mit der Zeit veränderlich, wie die Handelswerte, Verkehrswege, Absatzgebiete, Kenntnis und Geschicklichkeit der Produzenten, Ausbildung der Kulturart, Konkurrenz. Zum andern Teil sind sie ziemlich konstant. Zu diesen wenig veränderlichen Faktoren gehören der Untergrund und das Klima des Landes. Wir beobachten diese Erscheinungen im Großen wie im Kleinen. Der Schweiz fehlen die Wälder von Fabrikkaminen, wie sie in den Kohlen- oder Eisenerzgegenden sich angesiedelt haben, ihr fehlen die Regionen der Bergwerksindustrie und die Wälder von Petrolbohrtürmen. Es fehlen auch die enormen zusammenhängenden Ackerbauflächen des Elsaß, ihr fehlen aber auch glücklicherweise die Nomadensteppen und das Oasenleben. In der Hauptsache, soweit nicht Fels und Eis die Oberfläche bilden, ist die Schweiz, dank ihrer reichlichen Regenfälle, ein grünes Land, bekleidet mit Wiesen, Obstbäumen, Feldern, Reben, Gärten und Wäldern. Ihr Reichtum liegt in ihren Wasserkräften, in der Intensität der Bodenkultur, im Fleiß und in der Bildung ihrer Bewohner, in den Besonderheiten ihres technischen Könnens, in ihren freiheitlichen Institutionen und auch in der landschaftlichen Schönheit der Schweiz.

Im Kleinen sehen wir oft sehr auffallend den Zusammenhang der Bodenkultur mit der Bodenart und Exposition der Fläche. Dafür nur einige Beispiele:

In der Zone der dislozierten Molasse am Nordrande der Alpen tragen die Mergelschichten Wiesen, die Konglomeratbänke den Wald. Wiesen und Waldstreifen zeichnen von weitem die Schichtlage am Gehänge ab. Im flacheren Mittellande sind meistens auf dem fruchtbaren Gletscherschutt Äcker und Wiesen angelegt, auf dem Molassesandstein hat man den Wald belassen so, daß

recht oft eine Waldkarte zugleich eine geologische Karte über Verteilung von Molasse und Diluvium wird. Im Juragebirge steht der Wald wieder auf den Kalksteinzonen, die Wiesen, Felder und Dörfer auf den Mergeln oder Tonschiefern. Die beiden Ufer des Zürichsees sind ausgezeichnet durch Erosionsterrassen in Molassesandsteinen und Mergeln: Am rechten Seeufer sind die Terrassenabstürze, weil der Sonne zugewendet, mit Reben, die Horizontalflächen mit Baumwiesen bepflanzt, und es wird der Wein auf gute Qualität getrieben. Am linken Seeufer sind die Terrassenflächen nicht besser besonnt als am rechten, allein die Terrassenabstürze sind hier von der Sonne abgewendet. So werden hier die Abstürze den Baumwiesen überlassen, die horizontalen Flächen mit Reben bepflanzt; allein hier kann nun nicht auf gute Qualität, sondern nur auf große Quantität gebaut werden. Ähnliche Unterschiede sind an anderen Stellen bald durch die Gestaltung und Lage der Abhänge, bald durch das Gestein bedingt. Die saftige Weideterrasse in der alpinen Region, der Schneestreifen in der Schneeregion liegen auf leicht verwitterbaren Schichten, während die widerstandsfähigen Schichten als kahle Wände oder Zähne aufragen.

Man kann nicht allgemeine Regeln oder Rezepte geben, wie auf dem einen oder anderen Gestein zu kultivieren sei. Jeder Fall muß studiert werden. Die Verhältnisse sind sehr mannigfaltig und oft von Schritt zu Schritt wechselnd. Eine agrogeologische Karte der Schweiz wäre in manchen Teilen nur im Maßstab eines Katasterplanes möglich. Auf Grundlage des Verständnisses für Grund und Boden soll stets die Beobachtung einsetzen und das richtige Rezept für jeden Einzelfall gefunden werden.

Es haben aber nicht nur die Ansiedlung und die Bodenkultur direkte Beziehungen zur Geologie. Im Schweizerlande sind eine große Anzahl von Werken geschaffen worden, bei denen des Geologen Rat oft maßgebend mithelfen mußte. Flußkorrektionen, Wildbachverbauungen, Lawinenverbauungen, besonders Grundwasser und Quellfassungen für Wasserversorgungen, Tunnelbau für Straßen und Eisenbahnen, Wasserwerksanlagen für Produktion elektrischer Kraft, letztere teils wegen der damit verbundenen Stollenbauten, teils wegen der Frage der Durchlässigkeit des Untergrundes. Bergbau, Steinbruchbetrieb, Fundationen usw. erfordern geologische Beobachtung und geologische Einsicht, und bei Gelegenheit drohender Rutschungen und Bergstürze war der Geologe im Schweizerlande schon oft auf einen verantwortungsschweren Posten gestellt.

Der Einfluß der Gestaltung unseres Landes auf unsere Geschichte ist einleuchtend. Ohne diesen Faltenwurf der Erdrinde wäre eine so eigenartige selbständige Entwicklung der Bewohner nicht möglich gewesen. Ohne ihn wäre nicht hier, Jahrhunderte früher als sonstwo auf der Erde, das Prinzip der ursprünglichen Gleichberechtigung aller Menschen im Gegensatz zur Leibeigenschaft und Hörigkeit hochgehalten worden. Die Falten der Erdrinde und die darin ausgespülten Täler und Terrassen sind der Herd und der Hort unserer Freiheit und unseres Vaterlandes. Mögen sie es noch lange in seiner eigenartigen Entwicklung beschützen!

Eine wahre Wallfahrt von Menschen wandelt alljährlich in die schweizerischen Berge zur Erholung, zur Stärkung von Geist und Körper. Von hohen Aussichtswarten bewundern sie mit uns die herrliche Gestaltung der Erdoberfläche. Alles was wir da vor uns sehen, ist, sowohl in den großen Formen wie bis in das feinste Einzelne hinein, die Wirkung geologischer Vorgänge. Diese sind es, welche das vor uns liegende Land so schön gestaltet haben. Verstandenes zu schauen ist ein weit edlerer größerer Genuß als Unverstandenes anzustaunen. Der Anblick erweckt

das Bedürfnis nach Verständnis. Je weiter wir in das Verständnis eindringen, desto mehr beseelt uns das Bewußtsein, daß die Forschung die erhabenste Pflicht des Menschengeistes ist. In diesem Sinne ist unsere „Geologie der Schweiz" geschrieben.

II. Geschichte der Geologie der Schweiz.

Literatur:

Studer, Geschichte der physischen Geographie der Schweiz bis 1815. Bern und Zürich 1863.
K. a. v. Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. München 1899.
Dr. Rud. Wolf, Prof. der Astronomie, Biographien zur Kulturgeschichte der Schweiz. 4 Bde. Zürich 1858—1862.
Dr. Rud. Wolf, Geschichte der Vermessung in der Schweiz. 1879.
Rollier, Geologische Bibliographie der Schweiz für das XIX. Jahrhundert (1770—1900). In „Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz". XXIX. Lieferung. 1907 und 1908.
Sarasin, Revue geolog. Suisse in den Eclogae geol. helv. besonders seit 1900.
Alb. Heim, Das Relief. Jahrbuch der St. Gall. naturw. Gesellsch. 1903.
Die Schweizerische Landesvermessung 1832—1864 (Geschichte der Dufourkarte), herausgegeben vom eidg. topograph. Bureau. Bern 1896.

Eine vollständige Geschichte der geologischen Erkenntnis der Schweiz würde fast gleichbedeutend mit einer Geschichte unserer Wissenschaft überhaupt sein. Manche Entdeckung hat in unserem Lande ihren Anfang genommen oder sogar sich hier vollzogen, und die meisten der Fortschritte, welche in anderen Ländern gewonnen worden sind, spiegeln sich in der Erkenntnis und Auffassung unseres Landes wieder ab. Wir können hier nur die einfachsten Umrisse zeichnen, so eng als möglich auf die Schweiz begrenzt und ohne alle Einzelheiten in Sachen oder Personen.

1. Zeit vor Studer und Escher.

Conrad Geßner, Nicolaus Steno, K. N. Lang, Joh. Jak. Scheuchzer, Gruner, Pallas und John Michell, Hans Conrad Escher v. d. Linth, J. G. Ebel, H. B. de Saussure. Neptunisten, Plutonisten und Katastrophiker, Leopold v. Buch, beginnender Einfluß der Entdeckungen von William Smith.

Diejenigen, die nicht einheimische Bewohner des Gebirges waren, die Städter, die „Gebildeten" empfanden vor den Gebirgen bis ins 17. Jahrhundert hinein nur Grauen. Nach Petrarca (1304 Besteigung des Mont Ventout) bestieg der Zürcher Naturforscher Conrad Geßner (geb. 1516, an der Pest gest. 1565), der bedeutendste seiner Zeit, 1555 den sagenverdüsterten Pilatus. Er empfindet oben wahre Bergfreude, er hofft auf eine Zukunft, wo auch andere Menschen an solchem Anblick Freude und Erhebung empfinden werden; er wundert sich darüber, daß die gewaltigen Berge nicht durch ihre eigene Last in den Erdboden versinken. Er fand oben Felsen, „die von lauter zermürseten steinernen Seemuscheln zusammengewachsen sind". Geßner sammelte und beschrieb Pflanzen, Tiere und Steine. Er hat das erste illustrierte Buch über „Figurensteine" (Petrefakten) geliefert, und er war der erste, der vermutete, es könnten einige dieser Figuren „aus Kadavern von Tieren stammen, nicht alle bloß durch einen Naturtrieb im Stein entstanden sein". Aus der Scheu vor dem Gebirge ist erst 200 Jahre nach Geßner allgemeineres

Interesse, aus dem Grauen Entzücken, seit etwa 50 Jahren Sport und aus der Flucht eine wahre gewaltige Wallfahrt der Menschen in die Alpen geworden.

Unter den zeitlichen Nachfolgern Geßners finden wir die Mehrzahl noch in der Meinung befangen, daß die Quellen der Naturerkenntnis in den alten Schriften gelegen seien. Einer schreibt dem andern ab oder zieht briefliche Erkundigungen ein, wenige berichten gelegentlich Selbstbeobachtetes. Nur langsam erwacht der Sinn für den direkten forschenden Verkehr mit der Natur.

1669 erklärte der erste induktiv forschende Geologe, Nicolaus Steno (Stenson aus Dänemark, meistens in Italien lebend), die Gebirge aus der Aufrichtung der früher horizontalen Schichten und deutete die Versteinerungen richtig, während der Luzerner Karl Niklaus Lang (1670—1741) die Fossilien noch für im Gestein entstandene Formen hielt. Mit großer Kraft und durchschlagendem Erfolg kämpfte sodann der Zürcher Professor Joh. Jak. Scheuchzer (1672—1733) für die Deutung der Versteinerungen als Reste von Pflanzen und Tieren, die einst wirklich gelebt haben.

Scheuchzer kannte, wie seine noch in der Familie vorhandene Sammlung zeigt, Versteinerungen aus allen Teilen Europas und hatte solche von vielen schweizerischen Fundstellen gesammelt. Die Fische aus den Glarnerschiefern und aus den Süßwasserkalken von Oehningen stützten seine Überzeugung. Und als er gar glaubte, den vorsintflutlichen Menschen „homo diluvii testis" gefunden zu haben, war er vollends befestigt in der Auffassung, daß die Versteinerungen aus Lebewesen durch die biblische Sintflut entstanden seien. Er wurde das Haupt der sogen. „Diluvianer". Sein „homo" erwies sich aber später als Salamander (Andrias Scheuchzeri Tsch.). Scheuchzer sah Gebirgsfalten und gab die ersten Abbildungen von solchen (beiderseits des Urnersee). Er betont, daß die Schichten in den Alpen meistens steil gestellt seien, während sie in den Flachländern horizontal liegen. Seinem trefflichen Buche „Die Eisgebirge Helvetiens" und „Naturhistorie des Schweizerlandes" (Zürich 1706—1718, 2. Aufl. 1752) hat Schiller alle im „Wilhelm Tell" enthaltenen Naturbeschreibungen möglichst wörtlich entnommen. Scheuchzer trat für die Ausbeutung des Kohlenlagers von Käpfnach (Zürichsee) durch den Staat ein und gehörte dem Aufsichtsrat des Bergwerkes an. Und er war auch der erste, der das Barometer auf unsere Alpen trug und hier barometrische Höhenbestimmungen versuchte. Im Titlis vermutete er den höchsten Berg Europas.

Gottl. Sigm. Gruner von Bern schließt 1774 aus den Versteinerungen, daß das Land zwischen Alpen und Jura erst von einer „allgemeinen helvetischen gesalzenen See" erfüllt war. Er kennt die erratischen Blöcke und nennt sie „Geißberger", weil er in den Geißbergen (= Alpen) ihre Ursprungsstellen erkennt. Der Name „Geißberger" für Granitblöcke ist jetzt noch unter schweizerischen Steinhauern gebräuchlich.

Bald wird die Erkenntnis von Pallas (1777) und John Michell (1760), daß die großen Kettengebirge meistens eine granitische Zentralzone haben, welche begleitet ist von randlichen Tonschiefer- und Kalkzonen, auch von den Schweizern für die Alpen bestätigt:

Hans Conrad Escher von der Linth von Zürich, der Schöpfer der Linthkorrektion, seines Berufes Seidenfabrikant, Kaufmann, Politiker, Staatsmann, Geognost, Ingenieur, Experter bei allen Unglücksfällen wie Bergstürzen, Überschwemmungen und vor allem Philantrop, gibt 1796 eine geognostische Übersicht der Schweizer Alpen, von Profilen begleitet.

Escher findet auch noch im Innern der kristallinischen Zentralzone der Alpen einzelne schmale Kalk- und Schieferzonen. Er erkannte dann schon 1811, daß bei Weesen die Kalksteinformation, obschon älter, auf der Nagelfluh aufliege. Er findet im Juragebirge „stark wellenförmige

Schichtbewegungen". Aus Bescheidenheit hat er wenig geschrieben. Er war ein vortrefflicher wahrheitsgetreuer Beobachter, frei vom Spekulationsgeiste seiner Zeit.

J. G. Ebel (1764—1830) veröffentlichte unter zahlreichen Schriften 1809 „Anleitung auf die angenehmste Art die Schweiz zu bereisen" und 1808 „Bau der Erde im Alpengebirge (Zürich 2 Bde.)".

Ebel unterschied Uralpen, das ist Zentralzone aus kristallinen Silikatgesteinen, sodann beiderseits Kalkalpenzonen, dann Zonen aus Sandsteinen und Konglomeraten. Er vergleicht sehr gut nordalpine mit südalpiner Randzone, kennt die Steilstellung der kristallinen Schiefer in den Zentralzonen, betont das gleichförmige Streichen von deren Gesteinen, findet, daß die Erze fast nur der Zentralzone angehören, unterscheidet nach der Lage zum Schichtstreichen Längstäler und Quertäler und begleitet seine Darstellungen mit Karten und Panoramen. Er kennt den Gewölbebau jurassischer Ketten und die erratischen Blöcke. Seine sonderbaren theoretischen Betrachtungen, in welchen periodische Wiederholungen aller Vorgänge eine große Rolle spielen, trennt er reinlich ab von den Beobachtungen und der Darstellung der Tatsachen.

Ungefähr in die gleiche Zeit hinein fällt der erste große systematische wissenschaftliche Feldzug in die Alpen, es sind die Reisen des Genfer Horace Benedict de Saussure. Saussure (1740—1799) ist dadurch der eigentliche Begründer der physikalischen Geographie und Geologie der Alpen geworden. Die Resultate sind niedergelegt in den 8 Bänden „Voyages dans les alpes". Alle Beobachtungen werden an Hand der Reisen gegeben. Vielfach haben sich Saussures Ansichten im Laufe der Zeit verändert, so daß er in den späteren Bänden manche seiner Theorien widerlegt, für die er in den früheren eingetreten war.

Saussure ist vor allem großer wahrheitsliebender selbstloser Beobachter. Er beobachtet vortrefflich, er theorisiert im Gegensatz zum Fehler seiner Zeit nicht viel, und wenn er es tut, geschieht es oft mit wenig Glück. 1787 besteigt er als der Erste den Montblanc, 1789—1792 den Monte Rosa, Rothorn, Gabelhorn, Breithorn usw. Er mißt die Höhen mit dem Barometer, bestimmt Luft und Bodentemperaturen, Zunahme der Wärme mit der Tiefe, die Lage der Schneelinie, Seetiefen, Pflanzenzonen. Er verfolgt die Schichtlagen, erkennt die Fächerstellung von Zentralmassiven, den Zusammenhang im Streichen von Ketten, Schichten, Längstälern; er erwähnt Schichtbiegungen, beschreibt die Gletscherschliffe, die er „Surfaces moutonnées" nennt, ohne ihre Entstehung erklären zu können. Saussure findet die Valorsinekonglomerate und die Riginagelfluh aufgerichtet und schließt endlich daraus auf Dislokation, er kennt senkrechte Schichtstellungen auch im Jura. Am Simplon findet er Kalkschichten zwischen Gneisen eingeschlossen. Die Ursache der Dislokation könne nicht Vulkanismus sein, denn im gesamten von ihm untersuchten Gebiete findet er nichts Vulkanisches. Nur „comme un rêve" stieg ihm der Gedanke an ein „refoulement latéral" als Ursache der Alpenbildung auf. In seiner Bescheidenheit findet Saussure schließlich die Ergebnisse seiner Forschungsreisen unbefriedigend, er kommt in keiner Hinsicht zu sicheren Resultaten, sondern findet in den Alpen „nichts beständig als die Mannigfaltigkeit".

Im größten Gegensatze zu dem edlen Saussure phantasierte und schrieb sein Zeit- und Bürgergenosse de Luc (1727—1817) lustig drauflos und knetete alle Gebiete des Wissens und Nichtwissens durcheinander. Es lohnt sich nicht, auf seine unsinnigen Theorien einzutreten; das aber wollen wir de Luc verdanken, daß er unserer Wissenschaft zuerst den Namen Geologie gegeben hat.

Saussure hatte die Ansicht, daß man, um über den Bau der Erdrinde ins Klare zu kommen, vor allem ins Innerste der Gebirge die Blicke richten müsse. Allein da zeigten sich eben die Verhältnisse für den Beginn der Erkenntnis viel zu kompliziert. Einfacher gebaute Regionen der Erde mußten erst zur Kenntnis einer stratigraphischen Schichtfolge und zu den Hilfsmitteln der Altersbestimmung führen.

Im Auslande entwickelten sich nun die beiden gegnerischen Schulen der Neptunisten und Plutonisten.

In Deutschland entstand zuerst die Schule des fesselnden Lehrers Werner (1750—1817) in Freiberg. Werner kennt keine Dislokation, keinen komplizierten Gebirgsbau, unterscheidet Schichtfolgen, denkt sich in der Geologie von Sachsen diejenige der ganzen Erde, führt alle Veränderungen auf wäßrige Vorgänge und die Vulkane auf Kohlenbrände zurück und ist so der Gründer der neptunistischen Schule geworden, die in G. Bischof den bedeutendsten Nachfolger hatte.

Aus Schottland kam der kräftigste Gegenstoß. James Hutton (1726—1797) rief durch sein Werk (1785) die Schule der Vulkanisten ins Leben. Seine Mitarbeiter waren Playfair, Maccalloch, J. Hall. Alle Gebirge beruhen auf Schichtaufrichtung, die durch den Ausbruch der Eruptivgesteine erzeugt worden ist. Allmählich traten die bedeutendsten Schüler Werners mehr und mehr auf diese Seite hinüber.

An die Vulkanisten schlossen sich die Katastrophiker mit ihren Hauptvertretern Alex. v. Humboldt, L. v. Buch und Elie de Baumont an.

Aber auch Humboldt und v. Buch scheiterten an den Alpen. Sie kamen trotz ihres Aufenthaltes im Salzburgischen, trotz der Begehung mancher Profile in den Glarner Alpen, bei Chiavenna, am Mont Cenis usw. und trotz des Anhäufens einer Anzahl von Beobachtungen zu keiner Übersicht und zu keiner wesentlichen neuen Einsicht. Es ist das für uns heute sehr verständlich.

Man blieb bei dem verfehlten Vergleiche der Alpen mit dem mißdeuteten Vulkan stehen: Der innere Vulkankegel hat den äußeren weiteren Kraterrand aufgehoben (Erhebungskrater), das Kettengebirge ist Eruption auf einer Spalte mit gehobenen Rändern (Erhebungsketten). Schließlich setzten sich mehr und mehr bei den außerschweizerischen Geologen drei Irrtümer über die Alpen fest: 1. Sie seien ein total unentwirrbares regelloses Chaos von Trümmern der Erdrinde, 2. sie seien sehr alt, jeder Kalkstein aus den Alpen wurde Urkalk, jeder Tonschiefer Urschiefer tituliert, 3. die Entstehung des Gebirges wurde nicht von der Entstehung seiner Gesteine unterschieden, sondern beide für den gleichen Prozeß gehalten. Diese Irrtümer pflanzten sich noch bis in die Mitte des vorigen Jahrhunderts fort, obschon die schweizerischen Geologen sie meistens längst überwunden hatten.

Leopold v. Buch hatte 1799 das damalige preußische Fürstentum von Neuenburg und Valangin zu untersuchen. Seine 1803 abgelieferte Arbeit wurde erst 1867 publiziert, so daß seine Stratigraphie des Neuenburger Jura viel zu spät kam, um einen wissenschaftlichen Fortschritt zu erzeugen. Er kannte den Asphalt des Val de Travers, er beobachtete Porphyrgerölle in der Molassenagelfluh und suchte ihre Herkunft in den Vogesen.

Chr. Bernoulli bemerkte schon 1811, daß die Mehrzahl der charakteristischen Gesteine der „Uralpen" in der Nagelfluh als Gerölle fehlen.

Nun kam in England die Entdeckung von William Smith, die beim Eintritt in das 19. Jahrhundert durch die Fossilien die Mittel fand, die Altersfolge der Schichten zu bestimmen. Es beginnt die wirkliche Stratigraphie der Sedimente. Bald spüren wir die Wirkung der neuen Erkenntnis in ihrer Anwendung auf die Schweiz. Leopold v. Buch findet nun, die Alpen seien zum Teil aus jüngeren Gesteinen gebildet. Buckland erkennt Tertiär, Kreideschichten und Oolithformation (Jura) in den Alpen und vergleicht die Struktur der Alpen mit derjenigen von England (1882),

Alb. Heim, Geologie der Schweiz Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

BERNHARD STUDER

1794—1887

Gez. 1859

Peter Merian (Basel) erkennt (1821) den Molassesandstein als jünger als den Buntsandstein, er gliedert Trias und Jura in der Umgebung von Basel und begutachtet 1835 die Salzbohrungen. Brognart parallelisiert 1834 die Nummulitenkalke der Alpen, die Fossilien von den Diablerets mit dem calcaire grossier von Paris und stellt fest, daß die Fossilien von Oehningen noch jünger sind. Agassiz erklärt die Glarnerfische für Kreidealter, Arnold Escher findet die Triasfossilien in den Gebirgen Vorarlbergs und gliedert die alpine Kreide nach Fossilien. Eine Entdeckung folgt der anderen und führt zu einer allmählich sich vertiefenden Stratigraphie.

2. Studer und Escher.

Alle die zahlreichen Fachgenossen in dieser Periode an Fruchtbarkeit der wissenschaftlichen Forschung und der Lehre weit weit übertreffend sind zwei Männer zu nennen, die, ungleichen Alters, sehr ungleicher Natur und ungleichen Charakters, ein volles Menschenleben lang in Eintracht sich unterstützend für die geologische Erkenntnis unseres Landes gearbeitet haben. Es sind Bernhard Studer von Bern (1794—1887) und Arnold Escher von der Linth von Zürich (1807—1872). Ihr Zusammenarbeiten war so innig, daß oft niemand wußte, und die beiden selbst nicht, welche Erkenntnis vom einen und welche vom andern stammte. Fast alle Schweizergeologen der Arbeitszeit 1840—1900 waren Schüler von Studer und Escher und später mehr und mehr Schülersschüler der beiden großen Meister.

Studer publizierte 1825 „Beiträge zur Monographie der Molasse", 1834 „Geologie der westlichen Schweizeralpen, 1835 „Die Gebirgsmasse von Davos", 1839 zusammen mit Escher über „Mittelbünden", ferner „Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie" 1844, „Geschichte der physischen Geographie der Schweiz bis 1815" 1863, und eine große Anzahl kleinerer Arbeiten. 1851—1853 erschien in zwei Bänden Studers klassisches Werk: „Geologie der Schweiz". 1853 legte Lardy der Versammlung der schweizerischen Naturforscher in Pruntrut die von Studer und Escher gemeinsam hergestellte erste geologische Karte der Schweiz vor, und die Versammlung sprach den beiden Geologen ihren Glückwunsch und ihren Dank aus. Im Jahre 1869 ist dieselbe in zweiter Auflage (bearbeitet durch Bachmann) erschienen. Die topographische Grundlage zu dieser geologischen Karte war auf Kosten von Escher und J. M. Ziegler von letzterem 1852 im Maßstabe 1 : 380 000 hergestellt worden. Während in Deutschland und anderen Ländern noch lange Zeit, z. T. bis jetzt, die Meinung verbreitet war, die orographische Zeichnung verderbe das Bild einer geologischen Karte, bewies die Studer-Eschersche Karte der Schweiz schon 1853 das Gegenteil, indem sie Orographie und Geologie zum klarsten durchsichtigsten Bilde zu vereinigen verstand, trotz der orographisch wie geologisch ungewöhnlichen Komplikation der Verhältnisse. Die vortreffliche technische Ausführung ist das Verdienst des Kartographen J. M. Ziegler, dessen Nachfolger („Kartographia Winterthur") noch jetzt die besten Drucker geologischer Karten sind.

Das letzte größere Werk Studers ist sein „Index zur Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen" von 1872.

Studers Arbeiten, besonders der älteren Zeit, zeichnen sich durch feine sorgfältige, objektive Beobachtung und eine große Schärfe und Klarheit in Inhalt und Form aus. Überall empfindet man den geborenen Beobachter und geschulten Mathematiker und Physiker. Viele seiner Arbeiten sind heute noch mustergültig. Beobachtungen und Tatsachen einerseits und Schlüsse und Theorien andererseits sind klar auseinandergehalten. Es ist ein gewaltiger Fortschritt in der stratigraphischen und tektonischen Erkenntnis unseres Landes durch Studer geschaffen worden. Um nur einiges weniges im besonderen zu erwähnen: Studer erkannte, daß die Gesteine der Stockhornkette einem anderen Faziestypus entsprechen als diejenigen am Pilatus, Thunersee und im Berner Oberland. Er wies darauf hin, daß die Stockhornkette am Thunersee endige, ohne sich östlich fortzusetzen. Zur Erklärung der Herkunft der fremdartigen Gerölle in der Nagelfluh nahm er am Nordrand der Alpen

ein jetzt versunkenes und überschobenes Randgebirge an. Er konstatierte zuerst, daß die kristallinen Schiefer in den südlichen Teilen der Zentralzone auf weiten Zonen flach liegen, und daß im Berner Oberland und im Unterengadin Gneise oben auf den umgeschlagenen Sedimenten sich finden. Studer hat auch zuerst die Ähnlichkeit der Unterengadiner Dolomiten mit den südtirolischen und ihren Unterschied von den Mittelschweizerischen Kalkalpen hervorgehoben.

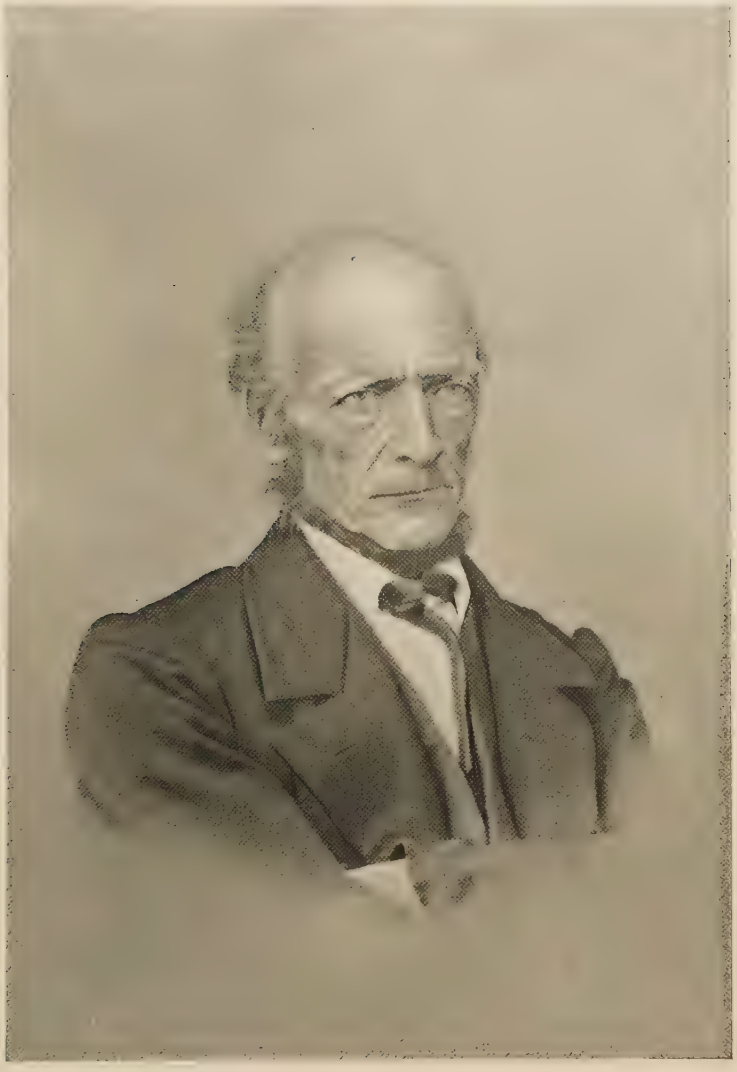
Studer war aus der Vulkanistenschule hervorgegangen und ist derselben bis ans Ende seines langen Lebens in seinen theoretischen Ansichten treu geblieben. Dagegen trat er gegen die Richtungstheorie von Elie de Baumont und gegen die Katastrophentheorien auf. In seinem höheren Alter war er weniger mehr der große Beobachter von früher, sondern mehr Theoretiker, ungehalten über abweichende Auffassungen. Eine zentralalpine hebende Eruption dachte er sich stets als eine langsame Aufstauung teigartiger Massen, die Schieferung der alpinen Zentralzonen hielt er für Erstarrungsabsonderung und verglich sie mit der Säulenabsonderung des Basaltes. Für die Zentralzone bewies er die Teilung in etwa 8—10 durch sedimentäre Muldenzüge getrennte „Zentralmassive". Nicht das Einzelmassiv, sondern die Gesamtheit der Mittelzone habe durch ihre Dilatation den Seitenschub erzeugt, der die Randzonen und den Jura falteten. Die verkehrte Auflagerung des Verucano in den Glarner Alpen schrieb er enormen Dampfexplosionen zu. Er verglich noch in seinen letzten Jahren die Zirken des Jura mit den Mondkratern, und die Haupttäler waren ihm Spalten. Er überlebte sich selbst. In seinen späteren Jahren stellte er sich in scharfen Gegensatz zu allen jüngeren Arbeitern auf dem Felde der Geologie, zu denen er schließlich auch die siebzigjährigen und seinen Freund Escher zählte. Er starb im Alter von 93 Jahren.

Arnold Escher von der Linth war äußerlich wie in seinem Wesen von dem kleinen, zierlichen, formgewandten, diplomatisch angelegten und ehrgeizigen Studer so verschieden als möglich. Breit, knochig, mager, groß, in seinen Bewegungen rasch, in seinem Wesen unmittelbar, gerade und offen, ohne Falsch, wurde er von seinem Freund Scherrer mit einem mächtigen Bergbach verglichen.

Näheres über Arnold Escher in Osw. Heer, „Arnold Escher von der Linth, Lebensbild eines Naturforschers" 1873, Zürich bei Schultheß und Alb. Heim: „Erinnerungen an Arnold Escher von der Linth", Eröffnungsrede zur Jahresversammlung der schweizer. naturf. Ges. am 3. August 1896, Verhandlungen der schweizer. naturf. Ges. 1896.

Escher begann seine systematischen Forschungsreisen in der Schweiz 1834 und setzte sie meistens den ganzen Sommer durch fast ununterbrochen fort, bis wenige Wochen vor seinem Tode, Juli 1872. Er war induktiver Forscher. Große Beobachtungsgabe war seine Stärke, reine Beobachtung sein Ziel. Hypothesen, Theorien hat er nie notiert aus Furcht, seinen Geist dadurch unwillkürlich mehr oder weniger darin gefangen zu geben. Alles Entdeckte fand er stets noch viel zu unvollständig, um es zu publizieren. Er hatte vor der schriftlichen Ausarbeitung eine völlige Angst. „Lieber zweifeln als irren" war das Wort, das ihm immer im Sinne lag. Stets gab er mündlich und brieflich Auskunft über seine Beobachtungen, wo es gewünscht wurde. Die vielen Exkursionen mit Fachgenossen des In- und Auslandes gaben dazu reichliche Gelegenheit (vgl. z. B. Murchison, Über den Gebirgsbau der Alpen usw., Stuttgart 1850), ebenso die Jahresversammlungen der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in den engeren Kreisen der Sektionssitzungen. Zu einem Vortrag vor größerem Zuhörerkreise war Escher nicht leicht zu bewegen, da fühlte er sich beengt, und die Worte fügten sich ihm schlecht, wohl aber war er ein Redner voll Gewalt, wenn er in freier Natur von den Dingen sprach, die vor ihm lagen.

Eschers Reisenotizbücher — 12 starke Bände —, die, sehr sorgfältig geführt, alle seine Beobachtungen, begleitet von zahllosen klaren schönen Zeichnungen, enthalten, in denen aber niemals eine theoretische zusammenfassende Idee zu finden ist, stellte er seinen Fachgenossen zur freien Verfügung. Besonders Studer und Heer, auch Murchison, Mösch, Bachmann, Desor und viele andere benutzten sie ausgiebig, und er war ihnen dafür dankbar. Sie sind noch jetzt eine unerschöpfliche Fundgrube von Beobachtungen und von vielen beraten. Eschers Resultate erschienen oft überall und wurden unvermerkt Gemeingut der geologischen Wissenschaft, ohne daß sein Name daran geknüpft war. Jeder baute darauf weiter, ohne daß in der publizierten Literatur die Spur des Ursprunges zu finden ist. Er war der selbstloseste Forscher, dem es nur um die Erkenntnis



Alb. Heim, Geologie der Schweiz Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

ARNOLD ESCHER V. D. LINTH

1807—1872

Gez. 1870 von Alb. Heim

der Wahrheit zu tun war, frei von jedem persönlichen Ehrgeiz und doch voll persönlicher Größe und persönlichem Adel, in seinem ganzen feurigen und originellen Wesen durch und durch aus einem Guß. Wenn man diese Zeiten mit erlebt hat, so muß man eingestehen, daß eine Selbstlosigkeit und Objektivität von der Reinheit und Größe, wie sie in Escher lebten, vielfach ein Unglück an seiner Wissenschaft geworden sind. Eine Anzahl vortrefflicher Erkenntnisse gab er leider später ungeprüft wieder preis, bloß weil ein anderer — ein viel Geringerer — eine andere Meinung stützen zu können glaubte und Escher in seiner grenzenlosen Bescheidenheit und Geringachtung seiner Leistungen es von vornherein unwillkürlich für viel wahrscheinlicher hielt, daß der andere besser beobachtet und richtiger geurteilt habe als er; so z. B. daß der Deckenschotter einer zusammenhängenden Platte entspreche, daß das Gonzeneisenerz Malm sei usw. Viele vortreffliche Ideen, die nur er hegen konnte, sind von ihm selbst nicht gewürdigt, verloren gegangen oder zurückgestellt worden auf Jahrzehnte hinaus.

So aber blieb Escher bis an sein Lebensende wissenschaftlich stets von jugendlicher Auffassungsfähigkeit, er verknöcherte nie, er bot stets den Jüngeren Unterstützung und Ermunterung, wie er konnte, und die Besoldung als Professor an der Universität und am Polytechnikum in Zürich, die er zuerst aus Bescheidenheit nicht annehmen wollte, verwendete er verdoppelt teils für die Sammlungen, teils zur Unterstützung seiner Studierenden. Eschers Einfluß auf die Erkenntnis unseres Landes ist tatsächlich noch weit ergiebiger als derjenige von Studer, nur läßt er sich nicht an den Publikationen bemessen. Andere waren seine Sprecher.

Die größte Publikation Eschers ist: „Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden", Denkschriften der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft 1853. Das wahrhaft klassische Werk enthält unvergleichlich mehr noch heute sehr Bemerkenswertes, als der viel zu bescheidene Titel erwarten läßt. Dort finden wir die Bestimmung der ostalpinen Trias und besonders eine Menge von Tatsachen über die Dislokationsmetamorphose. Älter sind 1838 ein Überblick der geognostischen Verhältnisse des Kantons Graubünden, 1839 zusammen mit Studer „Geologische Beschreibung von Mittelbünden" (Denkschriften der Schw. math. Ges.), 1844 über den Kanton Zürich, 1846 Glarus in der Serie „Gemälde der Schweiz" usw. Fast Zweidritteil der „geologischen Karte der Schweiz" und wohl die Hälfte der „Geologie der Schweiz", die Studer herausgegeben hat, sind nach des letzteren eigener Angabe Eschers Werk. Eschers Säntiskarte 1 : 25000 mit Profilen, ebenso das Blatt IX der schweizerischen geologischen Karte 1 : 100000 wurden durch die Mißverständnisse bei posthumer Publikation leider vielfach unrichtig ergänzt oder gar verändert. Fast kann man sagen: das Gute daran stammt von Escher, das Unrichtige von Desor oder Mösch. Der größte Teil der Beobachterarbeit Eschers liegt deponiert in seinen Reisetagebüchern (Geol. Samml. d. eidgen. techn. Hochschule). Seine Resultate können wir in vier Gesichtspunkte ordnen:

1. Stratigraphie.

Unsere alpine Stratigraphie, besonders für die östliche Hälfte der Schweiz, ist zum großen Teile Eschers Werk. Als man z. B. 1840 in Deutschland noch jedes Stück Kalkstein aus den Alpen Urkalk nannte, da hatte Escher schon mittels der Petrefakten Eocän, 4—5 Kreidestufen, die Serien des Jura klargestellt und parallelisiert. Die lokalen Faziesnamen wie Röthidolomit, Quartenschiefer, Blegioolith, Schiltkalk, Quintnerkalk, Troskalk, Balfriesschiefer, Drusbergschichten, Altmannschichten, Seewerkalk und andere mehr stammen alle von ihm. Niemals hat Escher voreilig verallgemeinert. Stets benutzte er die Bezeichnung der Lokalfazies, bevor das Einreihen in die allgemeine stratigraphische Schichtfolge sicher war. Schon 1838 hatte Escher gefunden, daß in der Kette am Nordrand der Zentralmassive durchweg zwischen „Hochgebirgskalk" und „Nummulitenbildung" die „Spatangenkalke" (Kreide) fehlen. Escher hat 1843—1845 zuerst die Schichten der Avicula contorta gefunden und darum zuerst die ostalpine Trias als solche erkannt und eingereiht.

2. Tektonik.

An Stelle des Chaos von Vertikalverwerfungen erkannte Escher zuerst, und zwar schon 1835, also vor Schimper, vor den Amerikanern Rogers und Dana, den durchgreifenden Faltenbau im Kettengebirge. Er notierte verkehrte reduzierte Schichtfolgen, deformierte Petrefakten. Er fand die große Lagerungsumkehr im Gebiete der Glarner und St. Galler Alpen. Schon 1846 schrieb er, der Verrucano bedecke vom Vorderrhein bis Walenstadt den Flysch wie eine große Überschiebung.

Später deutete er diese Überschiebung eher als eine „Doppelschlinge". Escher hat also die erste große Decke erkannt. Er erkannte die mechanische Deformation der Gesteine, Ausdrücke wie „verquetscht", „verwalkt", „verknetet", „verrutscht", „verwurstet" usw., finden sich oft in seinen Notizen. Aber weit eher als daß er eine Erklärung aufstellte — denn er wollte nicht Theoretiker sein —, präzisierte er die Fragen, z. B. die Frage nach der Natur der Zentralmassive, von deren Eruptivität im Sinne Studers er sich niemals überzeugen konnte.

3. Erosion und Schuttbildungen.

Die Flußerosion schien Escher der Haupttalbildner auch der Alpentäler zu sein, allerdings er wollte Studer und Heer, die Dislokationszerreißungen annahmen, nicht intensiv widersprechen. Seit 1830 beobachtete er Gletscher und Diluvium. Er war der erste, der — am Aletschgletscher — die Bewegungszunahme vom Rand nach der Mitte und damit die Fließnatur der Gletscherbewegung erkannte. Er fand zuerst die zonenförmige Verteilung der erratischen Blöcke nach ihrem Ursprung, er verfolgte zuerst eingehend die Moränen, er wies im Kohlenbergwerk von Wetzikon die Zweiteiligkeit der Eiszeit nach und erkannte den Deckenschotter auf dem Gipfel des Ütliberges und an anderen Stellen als fluvioglaziales Gebilde.

4. Angewandte Geologie.

Escher war der große Förderer und Schöpfer unserer geologischen Sammlungen in Zürich, der immer mit eigenen Mitteln eintrat. Er war, stets ohne ein Honorar anzunehmen, Experter bei Bergstürzen, Rutschungen, Quellfassungen, Fragen der Verbauung, Korrektionen von Wildbächen, Flüssen, Aufforstungen, und er unterstützte alle gemeinnützigen Werke dieser Art.

Ein ganzer Band würde nicht ausreichen, Eschers Wesen und Wirken in seiner ganzen inneren Größe zu schildern. Ein Kenner mag manche seiner hervorragenden Eigenschaften aus seinem Bilde lesen. Die Spuren des schweren persönlichen Schicksals, der tiefe Ernst und die unermeßliche Güte und Freundlichkeit vereinigen sich in seinen Zügen. Er gleicht seinem großen Vater, der als Mensch in seiner Idee sein unerreichtes Vorbild blieb. Escher hatte nur Verehrer, keine Feinde.

Nun war die härteste Rinde gebrochen, auch der weniger ausdauernde oder weniger gottbegnadete Forscher konnte nun, sich anlehnend an die beiden großen Meister Studer und Escher, den Faden finden und Gutes und Wichtiges leisten. Immer rascher vermehrte sich ihre Zahl, je weiter Studer und Escher vorgedrungen waren. Es war nun ein fruchtbares Nebeneinanderarbeiten vieler bedeutender Kräfte in verschiedenen Richtungen, das die zweite Hälfte des vergangenen Jahrhunderts charakterisierte. Wir teilen diesen Abschnitt in der Geschichte der Geologie unseres Landes ungefähr mit dem Datum der Gründung der „Schweizerischen geologischen Kommission" in zwei Hälften. Um etwelche Übersicht zu gewinnen, müssen wir die Fortschritte nach Wissensgebieten ordnen; dabei werde ich auch, um das Bild zusammenhängender zu machen, hier und da wieder etwas weiter zurückgreifen müssen.

3. Glazialgeologie.

Die Forscher des 18. Jahrhunderts, Venetz und ausländische Zeitgenossen, Charpentier, Agassiz und Genossen, die nachfolgenden Beobachter des Erratikum, die Erkenntnis von der Mehrteiligkeit der Eiszeit, die Gletschererosion eine streitige Frage.

Literatur:

Geschichte der Glazialgeologie in Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen, Leipzig 1882, Kap. I.

Die Gletscher waren zuerst in die wissenschaftliche Betrachtung eingeführt worden von J. J. Scheuchzer, der auch ihre Bewegung kannte. Das erste und

wichtigste, was die Schriftsteller des 18. Jahrhunderts zu tun wissen, ist immer nur, das abzuschreiben, was ihre Vorgänger berichtet haben, und nur hie und da wird etwas selbst beobachtet und dazugefügt. Unter diesem Zeichen stehen die Beschreibungen von Gletschern und Lawinen durch Capeller (1719), Langhans (1727—1813), Christen (1745 gest.), Altmann (1751, Beschreibung der helvetischen Eisgebirge), Gruner (1730 und 1760), Herrliberger (1774, beschreibt viele einzelne Gletscher und Lawinen). Es bestand die Meinung, daß eine zusammenhängende Eis- und Schneefläche, eine Art Binneneis, vom Piz Valrhein bis zum Sanetschpaß reiche und alle Gletscher Abflüsse aus demselben darstellen. B. Fr. Kuhn von Grindelwald erfaßt Ernährung, Bewegung und Abschmelzung 1787 richtig und erkennt die Bildung von Mittelmoränen, die Schrammung des Felsgrundes und er ist der erste, der weit außerhalb des jetzigen Gletscherrandes alte Moränen erkennt und daraus auf früher viel größere Verbreitung der Gletscher zurückschließt. Saussure erkennt ebenfalls an Moränen Schwankungen im Gletscherstande, allein ohne sehr weit von den jetzigen Gletschern sich zu entfernen, ohne die diluviale Gletscherausbreitung zu ahnen. 1816 trug Ignaz Venetz, Ingenieur von Sitten, der schweizer. naturf. Gesellschaft über den Transport von Blöcken durch Gletscher vor. 1821 las er derselben seine Antwort auf die ausgeschriebene Preisaufgabe vor: „Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse“ (veröffentlicht 1833). Einerseits wies er an Dokumenten nach, daß die Gletscher im Mittelalter kleiner gewesen, andererseits hatte er die ehemals viel größere Ausdehnung an Moränen erkannt und 1829 die alpinen Blöcke längs des Jura für durch Gletscher transportiert erklärt. Unabhängig davon hatte in Schottland Playfair schon 1802 den Transport eckiger Blöcke durch Gletscher namhaft gemacht und 1816 die Moränen und Blöcke am Jurarand einem den Lemansee überflutenden Gletscher zugeschrieben. 1809 hatte der Astronom Gruithuisen in München gefunden, daß erratische Blöcke in Bayern über Pässe aus Tyrol gekommen seien, die Gletscher müßten von Fluten gehoben worden sein. 1823 hatten Esmark in Kristiania und 1832 Bernhardi in Deutschland die Eiszeit gefunden. Und in den Walliser Alpen war es wohl 1815 der Gemsjäger Perraudin aus Lourtier, der zuerst auf den Gedanken früher enormer Vergletscherung gekommen war. Man sieht, überall nähert man sich fast gleichzeitig und unabhängig der gleichen Erkenntnis. 1834 trägt Charpentier über Gletscherschliffe und erratische Blöcke vor der Naturforscherversammlung in Luzern vor. Er hält dafür, die Berge seien damals noch undurchtalt und viel höher gewesen. 1841 erscheint sein klassisches Werk „Essai sur les glaciers“. Die Theorien, wonach die erratischen Blöcke durch Wasserfluten (Saussure, Leop. v. Buch), durch Treibeis (Lyell), durch vulkanische Explosionen (Silberschlag, de Luc) verbreitet worden sein sollen, wurden als unhaltbar nachgewiesen, und jetzt findet auch Charpentier, daß die alten großen Gletscher nach der Talbildung entstanden sind und das Erratikum sich nach den Tälern richtet. Wir lassen die Arbeiten hier beiseite, welche sich vorwiegend nur auf die Physik der jetzigen Gletscher beziehen (Rendu, Annecy 1841, Forbes 1842—1844, Hugi-Solothurn 1830, Tyndall 1857), und erwähnen nur noch die Arbeiten der Neuenburger am Unteraaregletscher (Agassiz, der organisierende Leiter, Desor,

Vogt, Pourtalès, Nicolet, de Coulon, Guyot), denen sich A. Escher, Ferd. Keller usw. gelegentlich beigesellten. Die Messungen und die herrliche Karte des Aargletschers in großem Maßstabe (1 : 10000) sind damals von dem späteren Topographie-Professor J. Wild in Zürich ausgeführt worden. Morlot und Guyot beobachteten die zonenförmige Verteilung der erratischen Blöcke außerhalb der Alpen, die die Hauptsache des Erratikums zu sein schienen, Arnold Escher über die Moränen im Molassenlande. Agassiz erkannte 1840, da er mit Buckland in Schottland war, die Bedeutung der geschrammten Geschiebe, und auf Grundmoränen achtete man erst seit ca. 1850. 1847 erschien Agassiz und Genossen, „Système glaciaire".

Mousson (Die Gletscher der Jetztzeit, Zürich 1854) schloß die Beobachtungen über die Gletscherphysik der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts vorläufig ab. Und durch Alb. Heim (Handbuch der Gletscherkunde, 1885) geschah ein gleiches für drei weitere fruchtbare Dezennien. Die Erkenntnis einer diluvialen Eiszeit in unserem Lande war seit 1850 unbestrittenes Gemeingut geworden. Es handelte sich nun in der zweiten Hälfte des abgelaufenen Jahrhunderts darum, tiefer in die Einzelheiten einzudringen, auszuarbeiten. Die Zahl der Forscher, die sich hieran beteiligt haben, ist groß. Ich nenne in ungefähr zeitlicher Reihenfolge: Arn. Escher, Alph. Favre, Heer, Mühlberg, Rütimeyer, Gutzwiller, Baltzer, Alb. Heim, Alex. Wettstein, Penck, Du Pasquier, Früh, Aeppli, Brückner, Kißling, J. Hug, Osk. Frey, R. Frei, Nußbaum, Aeberhardt. Zahlreiche andere haben sich mit den Glazialerscheinungen mehr bloß gelegentlich abgegeben, wie Kaufmann, Gilliéron, Rollier, Theobald usw. In Studers „Geologie der Schweiz" steht noch nichts von Diluvium und Eiszeit, und doch hatte Studer sicherlich nicht die Absicht, das Diluvium ausschließlich den Geographen abzutreten. Am Südabhang der Alpen, das Gebiet der Schweiz vielfach mit einbeziehend, arbeiteten erfolgreich in Glazialgeologie besonders Taramelli, Sacco und Gastaldi.

Die wichtigsten Gesichtspunkte, zu welchen die Glazialgeologie der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts in der Schweiz geführt hat, sind kurz folgende: Längst hatte Venetz hinter Evian (Lemansee) ein Lager von Lignit zwischen tieferer und höherer Moräne beobachtet und daraus auf doppelte Eiszeit geschlossen. Morlot kam 1853 zur gleichen Überzeugung durch zwei glaziale Ablagerungen in der Drinse-Schlucht bei Thonon, die durch 45 m Schotter getrennt sind. Martin und Gastaldi bestätigen dies. 1858 machte Morlot den Versuch, alle Erratika des Rhonebeckens nach zwei Eiszeiten zu gliedern. Im gleichen Jahre kam Deicke zur gleichen Überzeugung. Escher und Messikommer fanden die Grundmoränen unter und über den Schieferkohlen von Wetzikon und Dürnten, und Heer berechnete 1862 aus den Schieferkohlen eine Interglazialzeit von einigen tausend Jahren. 1869 erkennt Mühlberg, daß die erratischen Bildungen des Aargau in zwei Eiszeiten zu gliedern seien, später kommt er auf deren fünf. Bald werden überall, so von Wettstein für die Umgebung von Zürich, Altmoränen und Jungmoränen unterschieden und interglaziale Profile gefunden. Stets handelt es sich bisher nur um die beiden letzten Vergletscherungen, die wir als die größte und die letzte bezeichnen. Favre strebt eine vollständige Karte der Glazial-

bildungen an. Du Pasquier erkennt nun 1891 die Gesetzmäßigkeiten in drei Fluvioglazialterrassen (Deckenschotter, Hochterrasse und Niederterrasse) und findet die von Penck in Bayern 1882, von Brückner zuerst 1886 in der Nordschweiz angewendete Unterscheidung von drei Eiszeiten für die Schweiz zutreffend. Du Pasquier überzeugt sich ferner vom früheren Zusammenhang der Deckenschotterreste und von der enormen Erosion seit der neuerkannten ersten Eiszeit. Gutzwiller gelangt 1894 zu vier Eiszeiten, indem er auf Grund von Höhenlage und Zusammensetzung in dem bisher für einheitlich gehaltenen Deckenschotter die Produkte von zwei verschiedenen Vergletscherungen unterscheidet. Penck und Brückner (Die Alpen im Eiszeitalter, 1909) versuchten, alles Beobachtete zu ergänzen und in ein systematisch einheitliches großes Bild der alpinen Eiszeit zusammenzufassen. Aus den gegenseitigen Beziehungen zwischen Hochterrassenschotter und Moränen der vorletzten Vergletscherung schließt Mühlberg 1896 auf eine die Ablagerung beider Bildungen trennende Interglazialzeit und kommt so zu der Annahme von fünf Eiszeiten. Er wird darin von Blösch und Tschudi unterstützt, welch letzterer nach dem Vorgange Steinmanns im Rheintal zwischen Hochterrasse und Niederterrasse noch eine Mittelterrasse einschaltet. Hug will durch einen tieferen Einschnitt in der letzten Vergletscherung zwei Phasen trennen und hebt eine Zweiteiligkeit des Niederterrassenschotters hervor. Aeberhardt durchbricht das Pencksche Schema, indem er für verschiedene Schotterterrassen ein interglaziales Alter findet. Baltzer, Früh, Hug, Hermine Hellmund, Falkner verfolgen die Drumlin.

Die zweite Hälfte des letzten Jahrhunderts hat aber trotz aller dieser Erkenntnisse die wichtige Frage über die Erosion durch den Gletscher selbst mehr verwirrt als der Lösung nahe gebracht. Die Ansichten von Ramsay (Quarterly Journal 1862) und Tyndall, welche Seen und Täler durch die Gletscher sich ausgeschliffen dachten, werden in wesentlich vermehrter neuer Auflage vertreten von Penck und Brückner und dem Amerikaner Davis mit zahlreichem und oft die Meister noch übertreibendem Anhang.

Die Behauptung einer sehr bedeutenden Talbildung und der Seebildung durch Gletscher erfuhr durch die Genannten und ihre Schüler eine fortwährende Steigerung und drang bereits in die Volksschule und ihre Lehrbücher ein. Erst hatte man sich nur Seebecken aus Schuttgrund durch Gletscher ausgepflügt gedacht („Reexcavation"). Dann aber sollte der Gletscher auch Felsgrund nicht nur abscheuern, sondern aufreißen und dadurch Täler und Seebecken auspflügen — viel rascher als das fließende Wasser! Es wurden die vermeintlichen ungeheuren Gletscherwirkungen in Schlagwörtern formuliert, wie „Übertiefung", „Zungenbecken", „Trogform", „Stufenmündung", die Flußerosionsterrassen zu „glazialen Gehängeleisten" umgeprägt und ein ganzer „glazialer Formenschatz" namhaft gemacht. Für die Schweiz sind dieser Auffassung mehr oder weniger beigetreten: Früh („Über Form und Größe der glazialen Erosion", Verhdlg. Schweiz. naturf. Ges. 1906 in St. Gallen), Osk. Frey, Nußbaum, Walter Brunhes und andere — auch hier viel mehr die Geographen als die Geologen.

Eine mäßige Gletschererosion anerkennen wir alle als erwiesen. Die Frage liegt heute darin, wieviel der Talbildung auf Gletscher, wieviel auf Wasser zurückzuführen sei. Am Geographenkongreß 1908 in Genf wollten einige Geographen für die alpine Talbildung dem Gletscher 95 % der Arbeit, dem Wasser bloß 5 % zuschreiben. Ich möchte genau umgekehrt dem Wasser wenigstens 95 %, dem Gletscher allerhöchstens 5 % zumuten. Am Geologenkongreß 1910 in Stockholm anerkennt Penck ca. $^4/_5$ der alpinen Talbildung als voreiszeitliche Flußarbeit, $^1/_5$ — und damit die Übertiefung und Seebildung — als Gletscherarbeit. Für Du Pasquier wie für Escher, Baltzer, Garwood und auch heute für mich, sind die Eiszeiten im allgemeinen die Zeiten der Konservation

oder der Aufschüttung, die Interglazialzeiten dagegen diejenigen der Talbildung durch Flußerosion. Uns erscheint die Abschleifung des Felsgrundes durch Gletscher als untergeordnete zerteilte Detailarbeit. Das direkte Aufreißen des Felsgrundes durch Gletscher in Blöcken ist zwar vielfach behauptet worden, allein trotz aller Anstrengungen konnte bisher diese Erscheinung kaum für einige wenige Einzelsteinstücke halbwegs wahrscheinlich gemacht werden. Es ist offenbar ein sehr seltener Fall, wenn es einmal einem Gletscher gelingt, von einer Ecke seines Untergrundes ein Stück abzureißen — ganz ausgeschlossen also, daß dies als allgemeine bedeutsame Erscheinung auftreten würde. Alle Gestaltung frischer Gletscherböden spricht dagegen. (Vgl. auch Forel, Etudes glaciaires, érosion ou excavation glaciaire, archives de Genève, 1910, XXX S. 229.) Die Versuche, eine ungeheure Frostwirkung unter dem Gletscher durch Druckwechsel zu konstruieren (Blümcke und Heß), sind gänzlich gescheitert, weil eben der nötige Druckwechsel fehlt. Das fließende Wasser zusammen mit der Verwitterung hat sich stets wieder als der viel ausdauerndere und viel intensivere Talbildner herausgestellt. Der Geschiebe- und Schlammtransport der Wildbäche ist sehr viel größer als der Schlammtransport der Gletscherbäche. Das fließende Wasser konzentriert seine Arbeit auf eine Linie und überläßt der Verwitterung die Abschrägung gegen seine Furchen hin. — Der Gletscher aber schützt vor Abwitterung. Die größeren Talformen sind bei vorurteilsfreier Betrachtung fast immer typisch für Wasserarbeit, nur die Kleinformen sind von Gletschererosion beherrscht. Niemals kann ich dem Gletscher die Inkonsequenz zumuten, daß er von sich aus scharfe Krümmungen mache oder erhalte, scharfe Bergecken und Talkulissen intakt lasse, Einzelberge, die mitten im Talgrunde ihm im Wege stehen, und Bergsturzhaufen nicht wegräume, typische Felserosionsterassen an den Gehängen schone — aber gleichzeitig daneben das Tal um 200 bis 400 m und noch mehr übertieft, die Berge „unterschnitten" oder das ganze Tal zu 95 oder auch bloß 20 % ausgeschliffen habe! Dazu ist er ein zu breiter und steifer und zu langsamer ehrlicher Hobler. Am besten überzeugt uns davon ein Blick aus großer Höhe über einen großen Teil der Alpen, sei es von beherrschendem Gipfel, sei es aus dem Ballon. Überall sehen wir die charakteristisch aufwärts verzweigten Talfurchen, und die leichte Konvexität der Gehänge als allgemeine Erscheinung.

So sehr wir voller Achtung den weitblickenden Penckschen Aufstellungen und Zusammenfassungen über die Ablagerungen aus den Eiszeiten folgen und seine weitreichenden fruchtbaren Anregungen bewundern, seine und seiner Schüler Annahmen über die talauskolkenden Wirkungen der Gletscher erscheinen mir als eine Übertreibung, die weit jenseits der Wahrheit geführt hat. Ich kann nicht folgen und komme, wie übrigens noch andere Fachgenossen, wieder auf den Standpunkt zurück, den ich in der „Gletscherkunde" 1885 dargelegt habe. Ich werde es nicht unterlassen können, im Verlaufe meiner Darlegungen mehr als mir lieb ist und eindringlich meinen Standpunkt begründen zu müssen. Das endgültige Urteil müssen wir der Zukunft überlassen.

4. Juragebirge.

Peter Merian und Rengger, Thurmann, Gressly, die Jurageologen der Landesuntersuchung, Rollier und Mühlberg.

Im Juragebirge waren von Liebhabern schon lange Zeit Petrefakten gesammelt worden. Auf den ersten stratigraphischen Gliederungen durch Peter Merian baute Rengger 1829 auf. Die tektonischen Wiederholungen mit wechselnden Fazies erzeugen noch viel Konfusion, indem sie für normale stratigraphische Reihen gehalten werden. Einen gewaltigen Fortschritt brachten die systematischen, weitausholenden Untersuchungen von Jul. Thurmann (1804—1855), Prof. in Pruntrut, dessen Essai sur les soulèvements jurassiques 1830—1836, Essai d'orographie jurassique 1856 erschienen sind, zum Teil begleitet von ausgezeichneten Karten im

Maßstab 1 : 96000, die auf einen Schlag den Faltenbau des Juragebirges durchsichtig vor Augen stellen.

Thurmann denkt sich zunächst jede Kette durch eine eruptive lineare Hebung von unten und die Entblößung der älteren Schichten auf einer Antiklinale durch Aufreißen der Schichten bei der Hebung zustande gekommen. Je nach der Tiefe, bis zu welcher die Sprengung geht, unterscheidet er Erhebungen I ter, II ter, III ter usw. Ordnung. Er zählt etwa 160 Falten im ganzen Juragebirge, von denen 30 I ter Ordnung. Er beobachtet Gabelung einer Falte, hält die Trennung von zwei Falten als durch Bruchlinien bedingt, erkennt Vorherrschen des Überliegens gegen NW und W. Endlich verläßt er die Theorie der Erhebung und erkennt den „Schub aus der Schweiz" als Ursache der Faltung der Erdrinde im Juragebirge.

Amanz Gressly, der geniale Beobachter (1814—1865), förderte die Stratigraphie des Juragebirges (Recherches Géologiques sur le Jura Soleurois, Neue Denkschriften der schweizer. naturf. Ges. 1837—1840), indem er als der erste klar die Fazieserscheinungen durchschaute.

Er unterschied auf Grundlage seiner am Meere gewonnenen Anschauungen innerhalb der Ablagerungen derselben Zeit Schlammfazies, Korallenfazies, Spongienfazies, pelagische, subpelagische, litorale Fazies usw. und machte damit zuerst der Verwechslung von Stufen gleicher Fazies, aber ungleichen Alters im Prinzip ein Ende. Er fand 1840 zuerst Wirbeltierreste im Bohnerz, dem er Ursprung aus der Tiefe zuschrieb. Die Faltung des Jura setzte er zwischen Jura- und Kreideperiode. Er hat sehr gute technisch-geologische Gutachten über Tunnelbau und Quellen geliefert. Gressly lebte halb wie ein Wilder; er blieb in seinem Charakter ein Kind und endigte sein Leben als Alkoholiker im Irrenhaus. (Vgl. Rollier: Briefe von Amanz Gressly, Moutier 1913.)

Das geologische Verständnis des Juragebirges bis zu den Arbeiten der geologischen Kommission bleibt uns verkörpert in den Arbeiten von Thurmann und Gressly.

Es folgen dann in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts die Untersuchungen für die geologische Karte der Schweiz im Maßstab 1 : 100000, geleitet von der schweizer. geolog. Kommission. Hier treffen wir für das Juragebirge zunächst die Namen Alb. Müller, A. Jaccard, C. Mösch, V. Gilliéron, J. B. Greppin. Für die zweiten Auflagen kommen hinzu L. Rollier und H. Schardt und für die Darstellungen in Spezialkarten größeren Maßstabes außer mehreren der oben Genannten noch Mühlberg, Rittener, Buxdorf, E. Greppin, Jules Favre, E. Schaad, Niggli. In anderer Art außerhalb der Aufträge der geologischen Kommission haben sich an der Erforschung des Jura noch manche andere beteiligt, wie A. Gutzwiller, Fr. Lang, P. Choffat, F. Schalch, A. Amsler, Strübin, Brändlin, Blösch, Huene, Max Mühlberg, A. Erni, H. Cloos, Fr. Leuthard, E. de Margerie Machazek und andere mehr.

Mühlberg und Rollier, wohl die langjährigsten Erforscher und besten Kenner des Juragebirges, haben gewissermaßen die Arbeiten von Gressly und Thurmann fortgesetzt, Rollier mit besonderer Intensität in stratigraphischer und paläontologischer, Mühlberg mehr in tektonischer Beziehung. Rollier hat manchen Fazieswechsel (z. B. Aargovien-Rauracien) klargelegt. Mühlberg war es, der zuerst die liegenden Falten und die Schuppenstruktur in der Grenzregion des Ketten- gegen den Plateaujura klar durchschaute, er fand ferner die Scheitelbrüche in manchen Gewölben. Von beiden besitzen wir eine ganze Anzahl vortrefflicher geologischer Kartenblätter in 1 : 25000, und zwar von Rollier mehr zur tektonisch-strati-

graphischen Übersicht für den mittleren Jura, von Mühlberg fast überreich detaillierte Karten des östlichen Jura.

Daneben wären noch eine ganze Anzahl von Forschern zu nennen, die sich einzelner Fragen oder Gebiete angenommen haben.

5. Die Fossilfunde.

Pictet, Loriol, Agassiz, v. Meyer und Rütimeyer, Th. Studer und H. G. Stehlin. Weitere paläontologische Arbeiter, Oswald Heer, der Phytopaläontolog, die Stratigraphen.

Die Fossilfunde unseres Landes erhielten gründliche Bearbeitungen, abgesehen von ihrer stratigraphischen Bedeutung, zunächst besonders durch Pictet. Seine Abhandlungen aus dem Gebiete der Paläontologie wurden sodann von Loriol mit Unterstützung durch die zu diesem Zwecke 1874 gegründete schweizer. paläontol. Gesellschaft fortgesetzt. Seit 1874 erschienen die „Mémoires de la Soc. pal. Suisses", bis 1913 38 Bände. Agassiz hatte sich 1833—1843 besonders der fossilen Fische, dann Desor der Echiniden, Pictet der Kreidefossilien, der jurassischen Reptilien und Fische usw. angenommen, während Hermann v. Meyer die Wirbeltiere von Käpfnach, Oehningen, Elgg, Chauxdefonds usw. und L. Rütimeyer in einer ganzen Anzahl klassischer Abhandlungen fossile Wirbeltiere der Schweiz (Bohnerzfunde von Egerkingen auf Grundlage der sorgfältigen Sammlungen von Pfr. Cartier in Oberbuchsiten, Funde aus der Molasse, Wirbeltiere der Pfahlbauten, Schildkröten des Malm von Solothurn usw.) bearbeitet hat. Vortreffliche Fortsetzungen erfuhren Rütimeyers Untersuchungen durch Th. Studer und H. G. Stehlin. Weitere paläontologische Arbeiter waren G. Campiche, H. R. Schinz, Biedermann, Ph. de la Harpe, Renevier, Mayer-Eymar, Mösch, Koby (Korallen), Oppliger (Schwämme), Haas (Brachyopoden), Sandberger und Maillard (Süßwasserfossilien, Fucoiden), O. Hug (Ammoniten), Baumberger (Fauna der unteren Kreide), Aug. Jaccard, E. Greppin, Choffat, A. Wettstein (eocäne Fische v. Glarus), O. Heer (Insekten), Arnold Heim (Nummuliten) usw.

Oswald Heer (1809—1883) widmete den größten Teil seines Lebens der Phythopaläontologie. Ihm verdanken wir es, daß wohl keines anderen Landes fossile Pflanzen so früh und so gut untersucht worden sind wie diejenigen der Schweiz. 1855 und 1859 erschien seine Flora tertiaria Helvetiae, in welcher etwa 900 Arten neu beschrieben sind, und 1864 publizierte er ein populärwissenschaftliches Werk „Urwelt der Schweiz", das die gewonnenen Resultate zu vortrefflichen Gesamtbildern zusammenfaßt, die Pflanzenwelt verschiedener Zeitabschnitte nach den Verwandtschaften mit den verschiedenen Florengebieten der Jetztzeit und ihren klimatischen Bedingungen vergleicht. Die reiche phytopaläontologische Sammlung im Gebäude der eidgenössischen technischen Hochschule in Zürich ist durch Heer und Escher zusammengetragen worden.

Kleinere phytopaläontologische Beiträge haben geliefert Früh, Schröter, Maillard, Neuweyler, Brockmann-Jerosch und andere.

Manche der obengenannten Beobachter haben mehr in stratigraphischer Richtung sich betätigt, und ihre paläontologische Arbeit war zum Zwecke der stratigraphischen Gliederung unserer Sedimente ausgeführt. Vorherrschend stratigraphischer Art sind besonders viele Arbeiten von Renevier (Tableau synchronique) und Mayer-Eymar (besonders Tertiär). Das gleiche gilt von Jaccard (Jura und Kreide

des Juragebirges), J. Bachmann (Jura der Alpen), V. Gilliéron, L. Rollier (besonders über die Fazies des Malm und Dogger, die Kreide von Jura und Alpen, das Tertiär von Jura und Mittelland), H. Schardt (Fazieserscheinungen im Westjura und in den Préalpes), A. Tobler (Schichtfolge und Fazies der „Klippen"), F. Schalch (Trias der Nordschweiz), A. Buxtorf (besonders helvetisch-alpine Kreide), Arnold Heim (alpine Kreide und Eocän), Erni (Rhät. des Jura).

Auch auswärtige Geologen, die mehr nur vorübergehend in die Schweiz gekommen sind, haben zur Entwirrung der Stratigraphie wichtige Beiträge geliefert. Als solche sind zu nennen Hébert, Lapparant, Bertrand, Sacco, Depéret, Douxami, Ch. Jacob, Boussac, G. Sayn, H. Douvillé und andere.

6. Alpengeologie außerhalb der Landesuntersuchung.

F. J. Kaufmann, Alph. Favre, L. Rütimeyer, E. Suess, Alb. Heim.

Die Alpen betreffend sind an dieser Stelle erst noch einige Werke zu nennen, die kurz vor oder einige Zeit nach Beginn der Arbeiten der schweizer. geolog. Kommission, aber unabhängig von den Aufträgen durch die letztere, entstanden, und die auf die Erkenntnis unseres Landes von Einfluß gewesen sind. In zeitlicher Reihenfolge nenne ich:

F. J. Kaufmann, Die subalpine Molasse, Denkschriften der schweizer. naturf. Ges. 1860.

Kaufmann setzt die Monographie der Molasse von Studer fort und gibt eine vortreffliche Karte der Molassezonen von Roßberg-Rigi. Wie alle Arbeiten von Kaufmann zeichnet sich auch diese durch Sorgfalt und Vorsicht aus. An den gegebenen Beobachtungen ist kaum etwas zu flicken.

Alphonse Favre, „Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc", Paris, Genf 1867, gab eine Karte des Montblancgebietes in 1 : 150000.

Favre beobachtete die zwischen den Massiven des Montblanc und der Aiguille rouge konkordante Einklemmung der karbonischen, triasischen und jurassischen Gesteine im Gegensatz zu der diskordanten Auflagerung auf dem Gipfel der Aiguille rouge und in deren Nordflanke; er zeichnete daraufhin die Fächermassive als unten zusammengepreßte Falten der kristallinen Schiefer.

Ludwig Rütimeyers 1869 erschienenes Büchlein: „Über Tal- und Seebildung, Beiträge zum Verständnis der Oberfläche der Schweiz".

Dieses Büchlein ist ein gedankenschweres Werk, das von einem innigen Einleben des Verfassers in die Natur zeugt. Rütimeyer hat hier im Gegensatz zu der damals noch so verbreiteten Tendenz, überall Spalten zu sehen, wieder die Allmacht der Flußerosion betont und dargetan, daß sie im dislozierten Gebirge gerade so maßgebend und alle Hindernisse überwindend gearbeitet hat wie im horizontal geschichteten, und daß die Entstehung der großen Talseen darauf beruhe, daß senkende Dislokationen die älteren Täler kreuzten.

1875 erscheint Ed. Suess, Die Entstehung der Alpen.

Die Passivität der Eruptivgesteine für die Alpen ist hier zum ersten Male aufgestellt, die Asymmetrie oder Einseitigkeit im Bau wird betont, und als einheitliche Ursache der Gebirgsbildung sind weitreichende einseitige Bewegungen in den oberen Teilen der Erdrinde erkannt, die an alten Gebirgsmassen sich stauen oder abgelenkt werden. Ein wahrhaft prophetischer Blick tritt uns in dem kleinen Büchlein entgegen, das ein Markstein in der Geschichte der Gebirgsgeologie überhaupt geworden ist.

1878 folgt Alb. Heim: „Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe".

Im ersten Bande, der die Geologie der genannten Gruppe darstellt und der zum ersten Male das Gebiet der Glarnerfalten eingehender darlegt, findet sich daneben eine Ableitung der Erscheinungen der Terrassen und Talstufen und der liegenden Falten. Im zweiten Bande werden vielfach mit den Auffassungen von Suess übereinstimmende Darlegungen gegeben, die aber von anderer Beobachtungsgrundlage ausgehen. Es werden die Eruptivgesteine dieser und anderer Teile der Alpen als älter als die Gebirgsbildung und somit passiv durch die Dislokationen mitgeschleppt dargetan und die Zentralmassive als komplizierte Faltengruppen der kristallinen Schiefer und alten Eruptivgesteine erwiesen, entstanden wie die Sedimentfalten durch horizontalen Zusammenschub in der Erdrinde. Die Deformationen der Gesteine bei der Gebirgsbildung werden auf die sie beherrschenden Gesetze geprüft und dabei festgestellt, daß sie sich am schon vollständig verfestigten Gesteine vollzogen haben. Die Erklärung für die verschiedenen Formen der Gesteinsdeformation wird gefunden in dem Belastungsdruck, der die Gesteine gegenüber der Dislokation plastisch vorbereitet.

Die Geschichte der Alpengeologie werden wir indessen hier besser abbrechen und später als Ganzes als Einleitung zum Abschnitt über die Alpen behandeln und hier noch nicht darauf näher eintreten.

7. Die schweizerische geologische Kommission.

Die Arbeitsorganisation der Landesuntersuchung, die Mitarbeiter an der 1 : 100 000 Karte 1859 bis 1887, G. Theobald, F. J. Kaufmann und H. Gerlach, Übergang der ersten Periode in die zweite, neue Mitglieder und neue Aufgaben, „Neue Folge" der „Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz" und „Spezialkarten", Mitarbeiter der neuen Folge, reduzierte Karte.

Eine weitere Periode fruchtbarer und zusammenhängender Beobachtungen setzt ein mit der Gründung einer schweizerischen geologischen Landesuntersuchung, geleitet durch die „schweizer. geolog. Kommission".

Die Idee, eine geologische Karte des Alpenlandes herzustellen, war inzwischen auch von Osterwald z. B. 1835 gepflegt worden, allein mangels einer dafür genügenden topographischen Unterlage mußte sie zurückgestellt werden. Als sodann 1858 schon die 1 : 100 000 Karte teilweise zu Gebote stand, griff in einem Vortrage vor der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft, versammelt in Bern, Studer wieder auf seinen ursprünglichen Gedanken zurück. Er hatte 1821 die topographische Karte der Schweiz angeregt, um die Grundlage für geologische Karten zu erhalten. Jetzt war sie geschaffen. Die schweizer. naturf. Ges. spielt ja in unserem Lande die Rolle einer Akademie der Wissenschaften, sie hat eine ganze Anzahl von Institutionen angeregt und selbst durchgeführt, die zum Teil später zu staatlichen Institutionen ausgewachsen sind (topographische Karte, geodätische Vermessungen, meteorologische Beobachtungen, Erdbebenbeobachtungen usw.), und sie verkehrt direkt mit der obersten Behörde des Landes. So war dies der gegebene Ort zur Anregung der großen Unternehmung. Im Jahre 1860 wählte die naturforschende Gesellschaft bei ihrer Versammlung in Lugano zur Durchführung des Planes eine schweizerische geologische Kommission mit B. Studer als Präsident, und erhielt von der Bundesversammlung einen Jahreskredit von anfänglich 3000 fr., der erst sehr allmählich gesteigert werden konnte. 1882 betrug er 15 000 fr., und 1909 konnte er auf 40 000 fr. erhöht werden.

Man stellte sich bei der Organisation der schweizerischen geologischen Landesuntersuchung, die damit eigentlich geschaffen war, auf folgenden Standpunkt: Unser Land ist für eine Landesanstalt mit festangestellten Landesgeologen finanziell zu klein. Jeder schweizerische Geologe wird es sich zur Ehre anrechnen, an dem wissenschaftlich nationalen Werke mitzuarbeiten. Es handelt sich nur darum, durch bescheidene Reiseentschädigungen die Arbeiten in einigermaßen einheitlichen Rahmen zu bringen und die Publikationen durchzuführen. Die Wünsche der verschiedenen Geologen wurden berücksichtigt, eine vorläufige gemeinsame Farbenskala mit Monogrammen für die Karte in 1 : 100000 wurde aufgestellt und einige Normen für die beschreibenden Texte gegeben. Im übrigen wurde den Verfassern Freiheit gelassen, so daß ihre Bände mit Profilen und Ansichten, die neben den Kartenblättern unter dem Namen: „Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz" (in Zukunft stets nur als „Beiträge" hier von uns zitiert) erscheinen, den Stempel selbständiger einzelner Untersuchungen tragen. Alle Arbeit zielte dahin, die geologische Karte der Schweiz in 1 : 100000 auf Grundlage der topographischen Karte in diesem Maßstabe voranzubringen.

Im Jahre 1861 war die Arbeit begonnen worden, 1862 erschien der erste Textband (A. Müller, Jura), 1865 erschien das erste, im Jahre 1887 das letzte der 21 großen, Terrain enthaltenden Kartenblätter in 1 : 100000. Die Karte ist begleitet von 30 Textbänden, reichlich mit Profilen, Spezialkarten und Abbildungen ausgestattet.

Die Mitarbeiter der ersten Folge der „Beiträge" und der ersten Auflagen der Kartenblätter sind:

Js. Bachmann, A. Baltzer, A. Escher v. d. Linth, E. Favre, Edm. v. Fellenberg, v. Fritsch, H. Gerlach, V. Gilliéron, E. Greppin, A. Gutzwiller, Alb. Heim, A. Jaccard, Ischer, Fr. Kaufmann, P. Merian, C. Moesch, A. Müller, Negri, E. Renevier, F. Rolle, Schill, F. Schalch, H. Schardt, Spreafico, Stoppani, Taramelli, G. Theobald.

Über drei der Mitarbeiter an der ersten Auflage der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100000 muß noch ein besonderes Wort gesagt werden. G. Theobald, Prof. an der Kantonsschule in Chur, hat die Blätter X, XV, XX und die Textbände 2 und 3 fertiggestellt in den Jahren 1860 bis 1865. Es ist das bei der vorhandenen Komplikation der geologischen Verhältnisse und den ungeheuren Terrainschwierigkeiten eine fast unglaubliche Leistung um so mehr, als Theobald alljährlich im Sommer und Herbst zusammen kaum 5 Wochen zur Untersuchung verfügbar hatte. Daß hierbei eine Exaktität, wie wir sie heute wünschen, nicht erreicht werden konnte, ist selbstverständlich. Blatt XIV hatte er begonnen, ist aber 1869 gestorben. Eine Masse von Tatsachen dieser Gebiete hat Theobald neu und zuerst richtig durchschaut und dargestellt.

Nach Theobald war der fruchtbarste Mitarbeiter F. Kaufmann, Prof. an der Kantonsschule in Luzern. Er hat große Teile der Kartenblätter VIII, IX, XIII und die Textbände 5, 11, 14II, 24I geliefert. Kaufmann arbeitete viel langsamer als Theobald, aber auch viel sorgfältiger ins einzelne gehend. Er war nicht der rasch Erfassende, sondern der behutsam Prüfende. Von ihm sagten seine Schüler, er sei der einzige Mensch auf Erden, der in seinem Leben nie ein unüberlegtes Wort gesprochen habe, und dieser Charakter ist auch seinen textlichen wie graphischen Publikationen eigen.

H. Gerlachs Gebiet waren die Walliser Alpen. Erst seitdem der Simplontunnel durchstochen und Lugeon und Argand die Decken dieser Alpen gefunden haben, erfüllt uns Staunen bei Betrachtung der Beobachtungen von Gerlach. Er hat tief durchschaut, richtig beurteilt und weit vorausgesehen.

Während dieser ersten Periode steuerte Studer, oft im Widerspruch mit Escher, ganz nur auf die rasche Vollendung der geologischen Karte in 1 : 100000 hin und dachte sich mit deren Vollendung die Arbeiten der geologischen Kommission beendigt. Während dieser ersten Periode amteten als Mitglieder der geologischen Kommission B. Studer (Präsident), A. Favre (Sekretär), P. Merian, A. Escher, E. Desor, Fr. Lang, P. de Loriol.

Unwillkürlich leiteten die Verhältnisse allmählich zu einer zweiten Periode hinüber mit neuen Zielen und anderem Mitgliederbestand: Gleich vor der Vollendung der 1 : 100000 Karte nahm 1885 Studer aus Altersrücksichten seinen Rücktritt. Escher, Merian, A. Favre, Desor waren schon vorher gestorben. Fr. Lang wurde zum Präsidenten gewählt und nach dessen Rücktritt 1894 Alb. Heim. Als Mitglieder amteten nun P. de Loriol, E. Renevier, A. Baltzer, Erneste Favre. Dann trat de Loriol zurück, Renevier starb 1906, als Ersatz wurden gewählt U. Grubenmann, H. Schardt und 1912 nach E. Favres Rücktritt M. Lugeon und Ch. Sarasin. Seit 1894 amtet als ständiger Sekretär A. Aeppli und seit 1911 als Adjunkt Alph. Jeannet.

Vor Vollendung des letzten Kartenblattes 1 : 100000 zeigte sich — es liegt das in der Natur der Sache — die Revisionsbedürftigkeit der älteren Blätter. Sodann war jetzt deutlich, daß ein solches Werk nie einen natürlichen Abschluß findet, sondern daß die ganze Landesuntersuchung fortwährend vertieft werden muß dadurch, daß weniger mehr nach Kartenblatt, als vielmehr nach stratigraphischem, tektonischem oder petrographischem Thema, nach Zone, nach wichtiger Gegend gearbeitet werden muß, daß die verschiedenen Blätter vergleichend bearbeitet und Übersichtskarten in kleinerem Maßstabe hergestellt werden, und endlich daß die Blätter in 1 : 100000 in neuen Auflagen unter Berücksichtigung aller seither erlangten Fortschritte der geologischen Wissenschaft und ihrer Darstellung bearbeitet werden müssen.

Was man früher als Spezialforschung mit Kartierung in großem Maßstabe (1 : 100000) angesehen hatte, hat heute nur noch den Charakter einer gegenüber 1856 vorgeschritteneren Übersichtsforschung. Wir sind alle der Überzeugung, daß jetzt nur eingehendste Spezialforschung und Kartierung in den größtmöglichen Maßstäben die richtige Grundlage für Verallgemeinerung und theoretische Schlüsse liefern kann, und wir haben mit dieser Arbeit begonnen. Die neuen Auflagen der Kartenblätter in 1 : 100000 sollen aus der Verarbeitung der Detailaufnahmen in größerem Maßstabe als reduzierte Karten hervorgehen. Die Spezialarbeit wird von einer ganzen Schule begeisterter junger Geologen mit großer Energie gefördert, und bald wird der größte Teil unseres Landes in Spezialkarten 1 : 50000 und 1 : 25000 dargestellt sein. Die Resultate liegen bis Ende 1913 vor in:

Neue Folge der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 45 Lieferungen.

Die Spezialkarten sind gestiegen bis Nr. 76.

Von den 1 : 100000 Karten sind in neuer Bearbeitung erschienen die Blätter Nr. VII, XI, XVI und VIII, in Arbeit stehen IX, XIII, XIV, XXII usw.

Die Mitarbeiter dieser neuen Folge sind bis jetzt die Herren L. Du Pasquier, C. Burkhardt, Quereau, A. Aeppli, L. Wehrli, Piperoff, L. Rollier, J. Oberholzer, Th. Lorenz, A. Buxtorf, A. Tobler, Rittener, Fr. Weber, J. Hug, Arnold Heim, Alb. Heim, E. Blumer, M. Jerosch, Pannekoek, P. Arbenz, Collet, E. Argand, H. Preiswerk, C. Schmidt, M. Lugeon, P. Beck, U. Grubenmann, M. Tarnuzzer, A. Jeannet, Rabowsky, R. Frei, P. Niggli, Ed. Blösch, Arth. Erni, M. Blumenthal, K. Tolwinski.

Wir dürfen ohne Überhebung sagen, daß kein anderes Land der Erde eine solche Fülle wissenschaftlicher Arbeit, eine so weitschichtige Untersuchung und Drucklegung der geologischen Erforschung mit so geringen finanziellen Hilfsmitteln zustande gebracht hat. Die meiste Arbeit ist fast unentgeltlich geleistet aus edlem, patriotischem Eifer und Begeisterung für die schöne wissenschaftliche Aufgabe.

Im Jahre 1894 tagte der internationale Geologenkongreß in der Schweiz. Auf diese Zeit rüstete man sich, die Gäste auf Exkursionen durch unser Land zu führen. Die schweizerische geologische Gesellschaft publizierte den reichlich

mit Profilen versehenen geologischen Exkursionsführer (Livret guide géologique), und die geologische Kommission gab eine unter Leitung von Alb. Heim und C. Schmidt hergestellte neue reduzierte geologische Karte der Schweiz in 1 : 500000 heraus. Im Jahre 1912 ließ die geologische Kommission diese Übersichtskarte in zweiter Auflage erscheinen. Die Geologie der Schweiz ist nicht verständlich zu machen, ohne daß man immer wenigstens diese Karte vor Augen hat. Ich denke mir, daß alle meine Leser stets, wenn nicht Spezialkarten, doch sicher die geologische Übersichtskarte der Schweiz in 1 : 500000, zweite Auflage, vor sich haben.

8. Übrige Kommissionen und die schweizerische geologische Gesellschaft.

Schweizerische Kohlenkommission, geotechnische Kommission, Erdbebenkommission, schweizerische geologische Gesellschaft, Eclogae geologicae Helvetiae, schweizerische paläontologische Gesellschaft, freie Forschung, neue Aufgaben.

Im Jahre 1892 wurde, hauptsächlich aus der Absicht, einen noch vorhandenen Fond für Untersuchungen auf Kohlen nutzbringend zu verwerten, eine schweizerische Kohlenkommission (Mühlberg, Heim, Wehrli und Letsch) mit der näheren Prüfung der Kohlenvorkommnisse und der Kohlenfrage in der Schweiz betraut und der geologischen Kommission als Subkommission angegliedert. 1899 wurde die geotechnische Kommission (Grubenmann, Obering. Dr. Moser, C. Schmidt, Prof. Schüle, Duparc) mit der geologischen und technischen Prüfung der Rohmaterialien beauftragt. Die Publikationen dieser beiden Kommissionen erscheinen als „Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie". Bis heute sind 4 Bände erschienen: Molassekohlen östlich und westlich der Reuß, Torf, Tonlager, in Vorbereitung sind Alpenkohlen, Jurakohlen, Bausteine, Salz, Erze.

Im Jahre 1878 hat die schweizerische naturforschende Gesellschaft auf Anregung von Alb. Heim eine Kommission zur Registrierung und Untersuchung der schweizerischen Erdbeben bezeichnet. Die Organisation und die Instruktionen derselben sind Vorbild für entsprechende Einrichtungen in manchen andern Staaten geworden. Die Jahresberichte der Erdbebenkommission erscheinen in den Annalen der schweizerischen meteorologischen Zentralanstalt. 1910 endlich ist eine schweizerische Erdbebenwarte am Zürichberg unter Leitung der Erdbebenkommission errichtet worden, und 1912 wurde der Erdbebendienst der schweizerischen meteorologischen Zentralanstalt angegliedert und die Erdbebenkommission mit derselben verschmolzen.

Im Jahre 1877 entstand auf Anregung von E. Renevier eine schweizerische geologische Gesellschaft. 1882 wurde sie als Sektion der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft konstituiert, und seit 1888 publiziert dieselbe ein eigenes Organ, die „Eclogae geologicae Helvetiae". Renevier ist der Schöpfer und der langjährige Redaktor dieser Zeitschrift gewesen bis zu seinem Tode. Ihm folgte in dieser Eigenschaft Charles Sarasin.

Renevier war es auch, der im Jahre 1873 die Société paléontologique suisse gründete mit dem ausschließlichen Zweck, Pictets paläontologische Denkschriften nicht untergehen zu lassen, sondern fortzuführen. Es erscheinen die fortlaufenden

Bände „Mémoires de la Société paléontologique suisse". Zurzeit sind schon 39 große Quartbände mit vielen Tafeln herausgegeben worden.

Diese vier schweizerischen geologischen Organe ergänzen einander in vortrefflicher Weise, indem sie soviel als möglich eine gute Arbeitsteilung innehalten. Die größeren, mit größeren geologischen Karten verbundenen oder aus den Kartenaufnahmen hervorgegangenen Arbeiten erscheinen in den „Beiträgen", solche von vorherrschend technischem Interesse in deren „geotechnischer Serie", die vorherrschend paläontologischen Arbeiten ohne geologische Karten finden Aufnahme in den „Mém. Soc. pal.", und kleinere Arbeiten verschiedener Art bieten uns die „Eclogae". Daneben wird noch manches Geologische in den Zeitschriften der kantonalen naturwissenschaftlichen Gesellschaften oder in den „Denkschriften der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft" publiziert.

Durch die Organisation der schweizerischen geologischen Kommission und der verwandten Kommissionen und Gesellschaften ist aber glücklicherweise die geologische Erforschung unseres Landes keineswegs monopolisiert worden. Alle unsere geologischen Hochschulinstitute und schweizerische und ausländische Geologen arbeiten nach freier Lust und Liebe mit. Die geologische Kommission hat nicht bestimmte Auserwählte zu ihren ausschließlichen Mitarbeitern gestempelt. Sie kann jede gute, ihren Zwecken dienende Arbeit zur Publikation übernehmen, und wer eine solche leistet, kann zeitweiliger „Mitarbeiter" sein. Von der Schweiz aus sind Geologen in alle Erdteile gegangen, seit etwa 15 Jahren besonders als Petrolgeologen (bis 1914 deren 32). Sehr häufig erhält die Schweiz Besuche von auswärtigen Geologen, und wir verdanken denselben eine große Anzahl von guten Arbeiten und Anregungen. Die freie Arbeit des einzelnen ist durch unsere Art der Organisation keineswegs zurückgegangen. Die Forschung selbst, die Wissenschaft, soll nie verstaatlicht werden, der Staat soll sie nur unterstützen, sie selbst muß frei bleiben.

9. Weitere Aufgaben.

Bei all dieser Arbeit auf dem Gebiete der geologischen Forschung hat sich manche frühere Ansicht bestätigt, manche mußte verlassen werden, manche ist wesentlich umgestaltet und erweitert worden. Als wir 1878 zuerst von weitüberliegenden Falten in den Alpen sprachen, hielt man dies für Wahn. Jetzt wissen wir, daß die liegenden Falten und Faltenüberschiebungen viel gewöhnlicher, viel wesentlicher sind, als wir es damals ahnen konnten. Manches Faltensystem, das wir uns pilzförmig in der Tiefe wurzelnd dachten, ist jetzt als schwimmende Deckenfalte mit Wurzel weit im Süden erkannt. Der geniale Blick von Bertrand und Suess, von Schardt und Lugeon haben uns diese neue Erkenntnis gebracht. Es kann erst im Abschnitt über die Alpen die Geschichte ihrer Erforschung näher dargelegt werden. Neue Lichter sind aufgegangen, neue Gesichtspunkte gewonnen, neue Fragen aufgestiegen. Wir sind am Anfang der Erkenntnis, und ein reiches Arbeitsfeld liegt vor uns.

Die Hauptaufgaben der Forschung für die nächste Zeit scheinen mir in folgendem zu liegen: Durchgreifende petrographische (chemische und mikroskopische) Durchforschung der Zentralmassivgesteine im Hinblick auf ihre ursprüngliche Natur und ihre Metamorphosen, wobei in letzterer Hin-

sicht genau auseinanderzuhalten sind die eventuellen Kontaktmetamorphosen älterer Zeit von den Dislokationsmetamorphosen der Alpenbildung, Unterscheidung der Fazies der kristallinen Silikatgesteine, ihrer Differenzen und ihres Zusammenhanges. Neue durchgreifende stratigraphische Untersuchung der Sedimente, sowohl lithologisch-mikroskopisch als nach dem Fossilinhalt mit genauer Verfolgung ihrer Fazieserscheinungen und des Wechsels derselben im Hinblick auf ihre ursprüngliche gegenseitige Lage. Daneben und damit tektonische Untersuchung über die Ausbreitung und Gliederung der Decken, den Bau in den Wurzelregionen und im Autochthonen, Herstellung stratigraphischer und tektonischer Detailprofile, geologische Spezialkarten in größtmöglichen Maßstäben über das ganze Land. Mikroskopische Prüfungen der Dislokationsmetamorphosen auch der Sedimente.

10. Geschichte der topographischen Landesdarstellung.

Alte schweizerische Landkarten von Tschudi, Münster, Stumpf, Gyger und J. J. Scheuchzer. Das Panorama, das erste Relief Pfyffers, Relief von Exchaquet, Plan von R. Meyer, den Atlas nach Relief zu machen, J. E. Müller, Meyerscher Atlas der Schweiz, Topographischer Atlas 1 : 100000, kantonale Karten 1 : 25000, das Relief nach der Karte, das wissenschaftliche Relief, die topographischen Karten der Schweiz, die wissenschaftlichen Reliefs, Reliefs in geologischer Bearbeitung, Profilreliefs und andere Darstellungsarten.

Die geologische Erkenntnis eines Landes steht oft in engem Zusammenhang mit der Erforschung und Darstellung seiner Gestalt. Schritt für Schritt wie die Karten verbessert werden, läßt sich auch die geologische Untersuchung eingehender betreiben. Es sei deshalb auch an dieser Stelle der topographischen Landesdarstellung gedacht.

Die erste Karte eines bedeutenden Teiles der Schweiz, „alpisch Rhätia", ist ohne Vermessungen von dem Historiker und Schüler von Zwingli, Aegidius Tschudi von Glarus, 1530 und die erste Schweizerkarte von demselben einige Jahre später gezeichnet worden.

Damals und noch lange Zeit fehlte eine Methode zur Grundrißdarstellung von Gebirgen. Die Gebirge wurden wie Reihen von Maulwurfshaufen, deren Aufriß in die Kartenebene geklappt war, gezeichnet. Die Karte ist so orientiert, daß der Norden unten steht. Die relative Lage der Täler, die Form der Seen ist stark verzeichnet.

Ganz ähnlich im Stil und fast nur eine Reduktion der Tschudischen Karte ist Sebastian Münsters Schweizerkarte von 1540. 1545 zeichnete der Pfarrer und Chronist Johannes Stumpf eine Anzahl Spezialkarten einiger Teile der Schweiz nicht besser als seine Vorgänger, aber reicher an Ortsnamen. Bald folgten eine ganze Anzahl Spezialkarten auf Grundlage besserer Distanzbestimmungen von verschiedenen Geographen. Die bedeutendste kartographische Leistung des 17. Jahrhunderts ist Hans Conrad Gygers Karte des Kantons Zürich, vollendet nach 38jähriger Arbeit 1667 im Maßstabe von ca. 1 : 32000.

Sie ist ein erstklassiges Meisterwerk ihrer Zeit, sowohl nach der durch Dreiecksnetz vermessenen Grundlage als auch nach der Darstellung im einzelnen. An Hand dieser Karte war es z. B. möglich, messend die Verlandung vieler kleiner seichter Seen seit 1667 zu verfolgen. 1685 erschien in gutem Stich eine Reduktion der Gygerschen Karte auf $^1/_3$.

Den Abschluß der alten Kartenperiode bildet die Schweizerkarte von Joh. Jak. Scheuchzer 1712, die in der Manier nicht auf viel höherer Stufe als ihre Vorgänger steht, aber doch in den Formen und Maßen viele Verbesserungen enthält. Um zu einer besseren Methode zu gelangen, die Berge im Grundriß darzustellen,

mußte das Auge erst durch Zwischenglieder geschult werden. Als solche ergaben sich Panorama und Relief.

Die erste panoramatische Ansicht der Alpen hat Micheli du Crest als Gefangener von der Festung von Aarburg aus etwa ums Jahr 1750 gezeichnet. Saussure ließ Bourrit Gebirgsansichten nach der Natur zeichnen und publizierte solche. Ebel, besonders aber Hans Conrad Escher v. d. Linth und Gottlieb Studer (der ältere) (1761—1808) zeichneten Gebirgsansichten und ganze Panoramen in großer Zahl. Ein fruchtbarer und klassischer Panoramazeichner und Kartenzeichner war Heinrich Keller (Zürich 1778—1862), unermüdlich J. Müller-Wegmann in Zürich (Sammlung in der Bibliothek der Sektion Uto des schweizer. Alpenklubs) und G. Studer (der jüngere) in Bern. Delkeskamp zeichnete und konstruierte vogelperspektivische Ansichten.

Angeregt durch den aufblühenden Alpinismus kam die Panoramazeichnung in neuen Aufschwung, verfiel aber auch vielfach in argen Dilletantismus. Viele vortreffliche Gebirgszeichnungen, die zugleich die ersten wissenschaftlich-geologisch verständnisvollen Darstellungen waren, hat Arnold Escher v. d. Linth gezeichnet. Dieselben blieben aber unveröffentlicht. Eine wissenschaftliche Stufe erreichte das Panoramazeichnen besonders durch die Arbeiten von Alb. Heim (Panorama vom Zürichberg, Stäzerhorn, Mythen, Pizzo Centrale, Säntis usw.; vgl. Jahrbuch des schweizer. Alpenklubs Bd. VIII 1873, Heim, Einiges über Panoramen) und seinen Schülern X. Imfeld, S. Simon, A. Bosshard.

Der Fruchtbarste war X. Imfeld (1853—1909, vgl. Jahrbuch des schweizer. Alpenklubs, 45. Jahrg.). Von ihm besitzen wir 40 Gebirgspanoramen, die er, wie Heim, meistens selbst auf Stein gestochen hat. Die wichtigsten sind in zeitlicher Folge: Panorama vom Pilatus Tomlishorn 1875 und 1888, Ütliberg 1876, Schaffhauser Höhe 1878, Titlis 1878, Monte Rosa 1879, Eggishorn 1881, Rocher de Naye, Gornergrat und Chaumont 1882, Schilthorn 1883, Gemmi 1884, Roßberg 1888, S. Salvatore 1890, Niederbauen 1892, Montblanc und Jungfrau 1895, Torrenthorn 1898, Weißenstein 1903 usw. Von Simon haben wir Panorama vom Randen Schaffhausen, Weinfelden, Alvier, von A. Bosshard vom Hörnli, Rapperswil, Tödi.

Im Jahre 1750 erfand, wahrscheinlich als der erste, der Generalleutnant Franz Ludwig Pfyffer (1715—1802) von und in Luzern das Gebirgsrelief. Er stellte zuerst ein großes Relief des Pilatus her. Dasselbe ist spurlos verschwunden. 1762 bis ca. 1775 arbeitete er an seinem Relief der Zentralschweiz.

Mit einer einfachen Art Meßtischverfahrens gewann er die geometrische Grundlage und modellierte direkt nach der Natur oder nach eigenen Zeichnungen. Die Horizontaldimensionen des klassischen Werkes sind im Maßstab 1 : 12500, die Höhen ca. 1 : 10000 genommen. Das Pfyffersche Relief ist Eigentum der Stadtbibliothek von Luzern und im Gletschergarten in Luzern ausgestellt. Die Formen sind unverändert und gut erhalten, die Farben dagegen sind vollständig eingedunkelt.

Einige Jahre später finden wir den Jurassier Charles Exchaquet an der Reliefarbeit.

Leider ist nicht zu ermitteln, ob er selbständig das Relief erfunden, oder ob er in Nachfolge Pfyffers tätig war. Exchaquet hat in viel kleineren Dimensionen ein Relief des Montblanc, der Umgebung von Aigle, eines Teiles des Jura usw. hergestellt, die im Museum von Bern zu sehen sind.

Der Anblick des Pfyfferschen Reliefs in Luzern begeisterte eine große Zahl von Bewunderern (Saussure, Coxe, Volta, Graf Aug. v. Platen usw.). Der gemeinnützige Joh. Rud. Meyer von Aarau war von dem Anblick so sehr ergriffen,

daß er den Entschluß faßte, ein solches Relief wo möglich über die ganze Schweiz herstellen und nachher nach dem Relief Karten zeichnen zu lassen. War der Übergang von der Gebirgsnatur zur Karte zu unvermittelt, so schien jetzt im Relief das Hilfsmittel sich zu bieten. Das Relief wird nach der Natur, die Karte nach dem Relief gezeichnet.

Bei Gelegenheit einer Titlisbesteigung 1787 entdeckte „Vater Meyer" in einem ihn begleitenden armen Geißbuben und Zimmermannsgesellen Joachim Eugen Müller von Engelberg (1752—1833) ein topographisches Genie.

Die erste Probe eines in Gips gearbeiteten Reliefs der Umgebung von Engelberg, die Müller in kürzester Zeit ausgeführt hatte, befriedigte Meyer in höchstem Grade, so daß er Müller sofort vertraglich in seinen Dienst nahm und ihn auf seine Kosten zum Ingenieurtopographen ausbilden ließ. Neben den trigonometrischen Vermessungen zeichnete Müller und führte stets die Materialien mit, um direkt nach der Natur zu modellieren. 1814 war das Relief des größeren Teiles der Schweiz in 1 : 20000 fertig. Es ist 4,90 m lang, 2,62 m breit und stellt ca. 18000 km² dar. Das Müllersche Relief ist auf Befürwortung von J. C. Escher v. der Linth später um den Preis von 5000 fr. für Zürich erworben worden und steht im Turmsaale des schweizerischen Landesmuseums in Zürich. Es ist fast unbegreiflich, wie ein Mann in so kurzer Zeit ohne jede dafür brauchbare Kartengrundlage dieses größte Reliefwerk schaffen konnte. Es weist einen für jene Zeit enormen Reichtum von Individualisierung der Formen auf.

Nach diesem Relief von Müller ist dann der J. R. Meyersche Atlas der Schweiz zum Teil von Weiß gezeichnet, von Scheuermann gestochen und 1802 in 16 Blättern veröffentlicht worden.

Eug. Müller hat noch eine große Anzahl von Reliefs geschaffen, die an verschiedenen Orten sich befinden (Kloster Engelberg, Rathaus Sarnen, Berlin, Stuttgart, Sigmaringen usw.).

Das Gebirgsrelief ist also von Pfyffer in der Schweiz erfunden worden. Pfyffer, Exchaquet, Eug. Müller und andere haben das Relief nach der Natur aufgenommen, und die Karten wurden nach dem Relief gezeichnet. Das Gebirgsrelief war leichter als die Gebirgskarte, es war die geringere Abstraktion, und dieser Weg führte dann erst zur kartographischen Gebirgszeichnung.

Nun machte allmählich die Kartographie große Fortschritte. Sie fand Methoden, nicht nur die relative Lage von Berg und Tal, sondern auch die Form der Berge, Gehänge und Talgründe darzustellen (Joh. Georg Lehmann 1799 Schraffenmethode, posthum: Lehre und Atlas, Dresden 1812—1816, Isohypsenprinzip von Ing. Ducarla in Genf 1771, Isohypsenkarte von Korfu von General Bautrand 1812 usw.). 1821 und besonders 1828 schon regte B. Studer durch die schweizerische naturforschende Gesellschaft bei der schweizerischen Eidgenossenschaft die Herstellung einer topographischen Karte der Schweiz in 1 : 100000 an. 1829 sammelte die naturforschende Gesellschaft Geldmittel dafür. Im Jahre 1837 kam der Ausführungsvertrag zustande, und in den 60er Jahren wurde das Werk vollendet. Auf Grundlage genauer neuer Basismessungen und Triangulation und von Meßtischaufnahmen in doppeltem und vierfachem Maßstabe ist die Karte seit 1832 durch die Arbeit zahlreicher trefflicher Ingenieur-Topographen unter Leitung von General Dufour („Dufouratlas") in 25 Blättern erstellt worden. Sie zeichnet sich aus nicht nur durch geometrische Genauigkeit, sondern auch durch ungewöhnliche Klarheit in Zeichnung und Stich (Müllhaupt) nach Schraffiermethode, der die

analogen Karten von Frankreich und Österreich und andere weit übertrifft. Leider ist schiefe Beleuchtung, und — doppelt leider — von NW angewendet, statt daß man der Natur entsprechend die Sonne von SE oder S scheinen ließ.

Für die Aufnahmen hatte das eidgenössische topographische Bureau schon frühe die Kantone soviel als möglich mit herangezogen. Manche Kantone benutzten diese Verbindung zur Herstellung von Kantonskarten im Maßstab der Meßtischblätter, von denen manche vor der „Dufourkarte" erschienen sind. Als heute noch mustergültige Leistungen dieser Art nenne ich besonders:

Karte des Kantons Zürich von J. Wild (mit Denzler) in 32 Blättern 1 : 25 000 in Isohypsen von 10 m und mit erster durchgreifender Vermessung und Darstellung auch der Seegründe (1843—1865), Karte der Kantone St. Gallen und Appenzell, aufgenommen 1840—1846 von J. Eschmann und Genossen, in Schraffur mit Vertikalbeleuchtung und Isohypsen von 100 m Vertikalabstand. Diese Karte von St. Gallen und Appenzell in 1 : 25 000 ist mustergültig und unübertroffen in der Art der Gebirgszeichnung, letztere von J. M. Ziegler, Randegger und Leuzinger gestochen. Ich halte dafür, daß diese Karte in der Gebirgszeichnung das weitaus Allerschönste erreicht hat, das bisher jemals geleistet worden ist. Zu erwähnen sind hier ferner die schönen 1 : 25 000 Karten der Kantone Aargau, Thurgau, Genf, Waadt, die sich zum Teil durch schönen Schraffurstich auszeichnen. Weniger schön ist die Gebirgszeichnung in der 1 : 25 000 Karte des Kantons Luzern ausgefallen.

Alles Nähere über die topographische Vermessung der Schweiz und die Darstellung der topographischen Karten findet sich in dem Buche: Die schweizerische Landesvermessung 1832—1864 (Geschichte der Dufourkarte), herausgegeben 1896 vom eidgenössischen topographischen Bureau, Bern.

Auf Anregung ihres derzeitigen Präsidenten hat im Jahre 1913 die schweizerische geologische Kommission, unterstützt durch eine Menge von interessierten behördlichen Organen, Alpenklub, Ingenieur- und Architektenverein, naturforschenden Gesellschaften usw. beim Bundesrate die Anregung gemacht, es möchte das ganze schweizerische Alpengebiet im Maßstabe 1 : 25 000 einheitlich kartographisch aufgenommen und publiziert werden. Wir warten den Erfolg ab, rasch kann es nicht gehen.

Etwa in der Mitte des vorigen Jahrhunderts, mit dem Erscheinen der topographischen Karten, wendete sich das Blatt: Jetzt machte man die Reliefs in der Stube nach den Karten, nicht mehr nach der Natur. Hierher zählen, außer zahlreichen Einzelarbeiten verschiedener Dilettanten, besonders die Reliefs von Schöll in St. Gallen, Beck in Bern, Bürgi in Basel, Perron in Genf. Das Relief war jetzt bloß noch mechanische Übersetzung der Karte samt ihren Fehlern ins Räumliche. Trotz ihren Mängeln haben diese Reliefs viel zur Hebung des geographischen Verständnisses, Interesses und Unterrichts beigetragen. Vor 1883 wurde dabei fast immer absichtlich der Höhenmaßstab übertrieben, bis die Reliefjury der schweizerischen Landesausstellung (Alb. Heim) in genanntem Jahre diesem Mißbrauch ein Ende machte. Unterdessen hatte sich aus den Schülern von Alb. Heim eine reformatorische Reliefschule entwickelt (Imfeld, Simon, Meili), welche das Prinzip festhält: das Relief muß mehr bieten als die Karte und muß auf er-

gänzenden Studien in der Natur beruhen, es soll die Natur zum höchsten Vorbild nehmen, nicht die Karte. So gut wie plastische Darstellung des menschlichen Körpers nicht möglich ist ohne gute anatomische Kenntnisse, ebenso erfordert die Herstellung eines guten Reliefs geodätische und geologische Vorbildung und für jede einzelne Darstellung eingehendes geologisches Studium.

Damit tritt das wissenschaftliche Relief an Stelle des Dilettantenrelief. Ein so gearbeitetes Relief kann der geologischen Wissenschaft große Dienste leisten. Geologische Erkenntnis kann auf keine Art schöner und verständlicher zur Darstellung gebracht werden als im Relief. Mir scheint, das Relief hat noch eine große Zukunft für die geologische Darstellung eines Landes. Ich verweise auf einige geologische Reliefs der Schweiz in der Landesausstellung Bern 1914.

Überblickend können wir sagen, das Relief hat drei geschichtliche Stadien durchlaufen: 1. 1760—1830 Relief nach der Natur, als topographische Forschung, Karte nach dem Relief gezeichnet; 2. 1850 bis über 1870 Relief nur mechanisch nach der Karte, nicht nach der Natur gearbeitet (Dilettantenrelief); 3. seit 1870 daneben Relief unter Mitbenutzung der Karten auf Grundlage vertiefter wissenschaftlicher Naturbeobachtung (wissenschaftliches Relief).

Die maßgebenden topographischen Karten der Schweiz werden jetzt von der schweizerischen Landestopographie herausgegeben und sind:

1. „Dufouratlas" 1 : 100 000 in 25 Blättern erschienen, 1842—1864, stetsfort Nachträge.

2. „Siegfriedatlas" oder topographischer Atlas der Schweiz, Jura, Mittelland und teilweise Alpenrand in 1 : 25 000, Isohypsen von 10 m Vertikalabstand, Alpenland in 1 : 50 000 mit 30 m Vertikalabstand der Horizontalkurven, Gesamtzahl der Blätter 598. Die Initiative für die Herausgabe auch des Hochgebirges im Maßstab der Originalaufnahmen war 1863 anfänglich dem Schweizer Alpenklub zu verdanken, der auch finanziell eintrat. Später wurde die Durchführung ganz von der „Landestopographie" betrieben und stets bezügliche Revisionen und Ergänzungen nachgetragen.

Die neueren größeren wissenschaftlichen Reliefwerke sind:

a) In topographischer Ausarbeitung:

Simon, Oberengadin 1 : 25 000.
Imfeld, Gebirge um Zermatt 1 : 25 000.
Imfeld, Vierwaldstättersee 1 : 25 000.
Imfeld und Becker, Gebiet der Gotthardbahn 1 : 25 000 (im Gletschergraben in Luzern).
Imfeld, Matterhorn 1 : 5000 und noch andere Reliefs von Imfeld.
Simon, Berner Oberland 1 : 10 000, 12 Sektionen des Siegfriedatlas, Bern.
C. Meili, Säntis 1 : 25 000, Grimsel, Hasligrund, Lenzerheide usw.

b) In geologischer Ausarbeitung in der geologischen Sammlung der eidgenössischen technischen Hochschule in Zürich:

Imfeld, Geologisch bearbeitet von Heim, Vierwaldstätterseegebiet 1 : 25 000.
Fr. Becker, Geologisch bearbeitet von Heim, Kanton Glarus 1 : 25 000.
Imfeld, Geologisch bearbeitet von Heim 1 : 25 000, Titlisgebiet.
Simon, Geologisch bearbeitet von Heim 1 : 10 000, Grindelwaldgebirge.
Graf, Geologisch bearbeitet nach Schardt 1 : 40 000, Dents du Midi.
Heim, Geologisch bearbeitet nach Rollier 1 : 10 000, Zentraljura.
Heim, Säntisgebirge (Ausführung durch C. Meili) 1 : 5000.
Heim, Pilatus 1 : 10 000 (auf Grundlage der Vorarbeiten von Imfeld modelliert durch C. Meili, Geologie nach A. Buxtorf) — und einige andere mehr.

Geologische Reliefs einer anderen Art sind (1871) zuerst von Alb. Heim hergestellt worden: Über der Karte als Grundriß werden die in gleichen Farben aus-

geführten Profile parallel und in nicht zu großen Abständen voneinander aufgestellt. Dieses Profilrelief gibt allerdings kein Oberflächenbild wie die anderen Reliefs, wohl aber um so besseren Einblick in den inneren Bau. Grundriß und Schnitt ergänzen sich zum Verständnis.

Die Methoden der Darstellung geologischer Erkenntnis haben sich gemehrt. Wir verwenden geologische Karte, geologische Profile, geologische Kulissenprofile, geologische Ansichten, Stereogramme, Profilrelief und Relief. Das letztere, etwa noch mit einigen Schnitten, ist bis heute die vollkommenste Art der Darstellung geologisch-tektonischer Erkenntnis. Die Methoden sind noch nicht erschöpft.

Früher gab man die Originalzeichnung einem Lithographen, der sie mit mehr oder weniger Verständnis, meistens entweder geschickt aber ungenau, oder dann treu aber steif, auf Stein übertrug. Ich trat mit Eifer dafür ein, daß die publizierte Zeichnung Autororiginal sein müsse, und lithographierte meine Zeichnungen selbst. Heute sind durch die photographische und autographische Übertragung die Hilfsmittel enorm erleichtert, und die Zwischenhand eines verständnislosen Technikers braucht nicht mehr das zu verderben, was der Forscher gesehen und in seinen Strichen wiedergegeben hat.

Die Gerechtigkeit verlangt endlich noch, daß wir auch derer gedenken, welche alle Schwierigkeiten der geologisch kartographischen Vervielfältigung überwunden haben. Zuerst einzig, dann immer noch in vorderster Linie ist zu nennen die kartographische Anstalt von Ziegler, Wurster, Randegger & Co., jetzt „Kartographia Winterthur". Von dieser Anstalt sind alle unsere geologischen Kartenblätter in 1 : 100 000 und die Mehrzahl der Spezialkarten gedruckt worden. Ein wohl noch nie übertroffenes Kunstwerk eines komplizierten geologischen Kartendruckes der „Kartographia Winterthur" ist unsere geologische Übersichtskarte der Schweiz in 1 : 500 000. Weitere sehr gute geologische Profil- und Kartendrucke hat besonders Hofer & Co. in Zürich geleistet.

III. Überblick über die Zonen des Schweizerlandes.

Mittelland, Juraland und Alpenland, I. 1. Mittelland flache Mulde, I. 2. Subalpine dislozierte Molasse, II. Juraland, II. 1. Plateaujura, II. 2. Kettenjura, III. Alpenland, III. 1. Nördliche Kalkalpenzone, III. 2. Zone der vorherrschenden kristallinen Schiefer, a) Autochthone Zentralmassive, b) Deckenmassive, c) Kristalline Wurzelzone, III. 3. Östliche Kalkalpenregion, III. 4. Südliche Kalkalpenzone, IV. Südliche Molassezone, keine Jungvulkane, Eisspuren.

Ob wir einen Blick auf eine gute Karte der Schweiz werfen (vgl. Taf. III), ob wir im Ballon das Land überfliegen, oder ob wir es im Bahnzuge durchqueren, immer gleich deutlich springt in die Augen, daß die Schweiz in drei verschiedene Hauptzonen zerfällt, die einer zugleich topographisch, wirtschaftlich und geologisch natürlichen Einteilung entsprechen, es sind I. das Mittelland, II. das Juraland, III. das Alpenland.

Die äußere Form steht in unserem Lande noch in naher auffälliger Beziehung zum inneren Bau, weil die Gesamtformung, geologisch gesprochen, jung ist — so jung, daß Abwitterung und Talbildung zwar den inneren Bau sichtbar angeschnitten, aber

noch keineswegs die Stauungsformen zur Unkenntlichkeit abgetragen haben, wie das in manchen anderen Regionen der Erde (rheinisches Schiefergebirge, Schweden, Finnland, Schottland usw.) schon geschehen ist. Im ganzen stellt das Mittelland, von welchem wir bei unseren näheren Betrachtungen ausgehen, eine spitz dreieckige Muldenzone von typisch geosynklinalem Charakter dar, die gegen SW sich verengt und dort durch Faltung und Abwitterung vom unteren Rhonebecken fast ganz abgeschnürt ist, gegen Osten dagegen sich zur schwäbisch-bayerischen Hochebene weit öffnet. Die beiden die Muldenzone einschließenden Schenkel sind schwach gebogene, stark gefaltete Gebirgszonen, nordwestlich der Jura, südlich die viel gewaltigeren Alpen. Der Jura ist eigentlich nur ein nördlich sich absplitternder Seitenzweig der Alpen, und unser schweizerisches Mittelland erfüllt den Winkel zwischen dem Seitenzweig und dem Stamme.

In einem schematischen Schnitt von N nach S, wie ihn die nebenstehende Figur 1 darstellt, lassen sich folgende Unterzonen unterscheiden:

Dem Leser sei anempfohlen, stets die geologische Übersichtskarte der Schweiz in 1:500 000, II. Aufl., vor Augen zu haben.

I. Mittelland.

Das Mittelland besteht aus den mitteltertiären Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln usw., das ist die schweizerische Fazies des Mitteltertiär, die allgemein mit dem Namen Molasse bezeichnet wird. Das Mittelland oder Molasseland zerfällt in:

I. 1. die flache Mulde des Mittellandes, das Gebiet der annähernd horizontalen Molasse. Schon in bloß 10—15 km Entfernung SE vom Jura wird die Schichtung völlig flach. Oft ist sie auf weite Erstreckung anscheinend völlig horizontal, oft (Zürichseetal) läßt sich eine schwache Neigung der Schichten um einige wenige Prozente von den Alpen ab gegen NNW erkennen. Diese letztere mag ursprüngliche Absatzablagerung sein. In anderen Zonen, z. B. Kanton Aargau, Bern und Luzern, treffen wir umgekehrt sehr häufig Fallen gegen S und SE. Überhaupt sind Unregelmäßigkeiten oft so vorherrschend, daß Allgemeines verdeckt bleibt. Im ganzen sind die Schichten der Molasse zwischen Jura und Alpen in einer

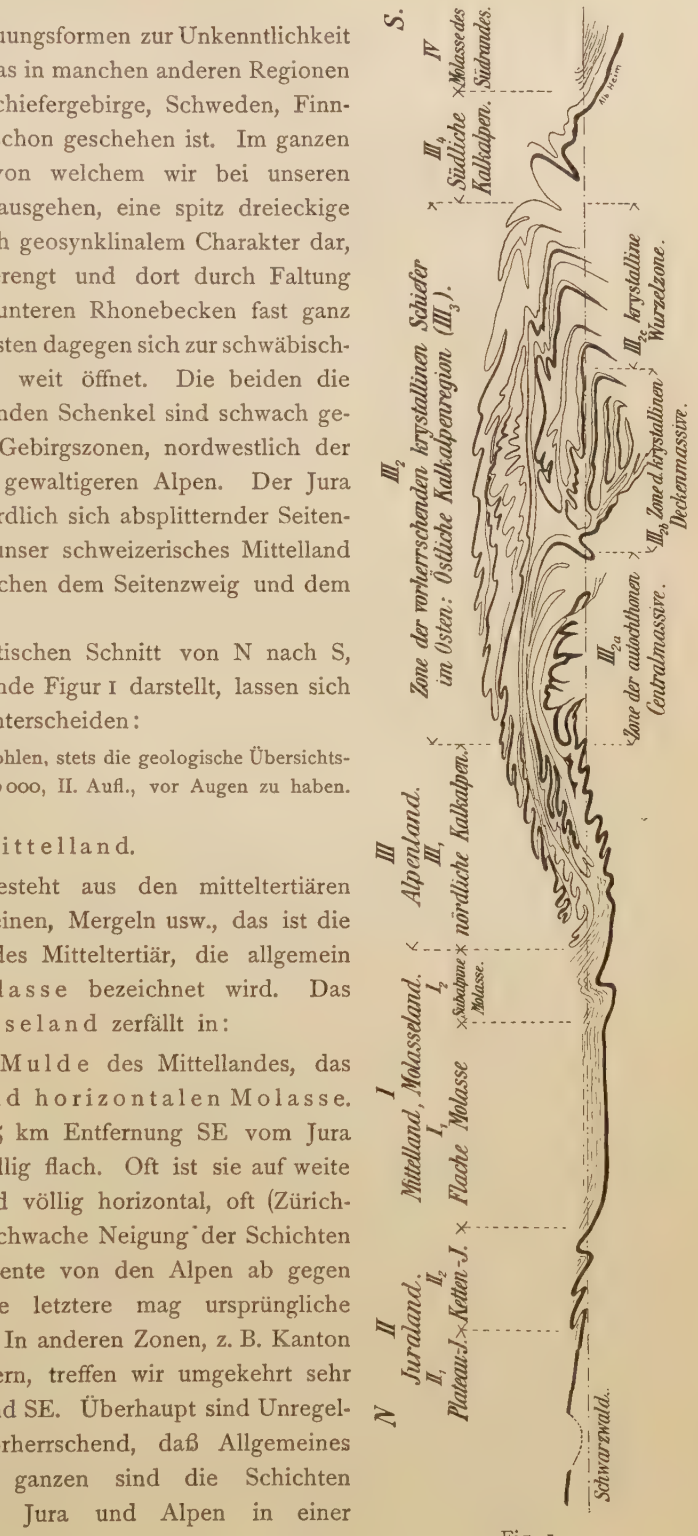


Fig. 1.

30—40 km breiten Zone mehr oder weniger ungestört geblieben. Die ursprüngliche Oberfläche dieses tertiären Mittellandes vor tiefer eingreifender Abspülung lag bei 600—1200 m Meerhöhe mit Gefälle, abgedacht, von den Alpen gegen den Jura hin. Annähernd erhaltene Reste oder höchste Erosionsrelikte finden wir am Südrande der flachen Molasse: Jorat 932 m, Napf 1411 m, Hörnli 1133 m, Bachtel 1119 m. In der Mitte des Molasselandes treffen wir am Ütliberg und am Lindenberg bei ca. 860 m die Molasse von Moräne überlagert. In ähnliche Höhe reicht sie bei Oberbalm S-Bern, bei Romont usw. Gegen den Jura hin sinken die höchsten Auflagerungsflächen von Diluvium auf Molasse durchweg auf ca. 600 m (Klingenberg bei Stein, Kohlfirst, Irchel, Berge nördlich der Lägern, Berge am Südufer des Neuenburgersee). Die Durchtalung reicht hinab auf 300—400 m Meerhöhe, und wenn wir die Seegründe mit in Betracht ziehen, sogar auf 150—300 m. Der vertikale Erosionsbetrag im Mittellande geht in den südlicheren Teilen auf über 800 m und nimmt gegen den Jura hin auf etwa 200—300 m ab. Das schweizerische Mittelland ist also ein von Erosion durchtaltes Plateauland mit Reliktenbergen von 100—800 m relativer Höhe, gegen Osten offen, gegen NW und S von Kettengebirgen eingeschlossen. Oft hört man dieses Land die „Schweizerische Hochebene" nennen — in anderer Umrahmung würde man es eher Gebirge heißen. Wir bleiben besser bei dem Namen Mittelland oder nach dem Tertiärgestein, in das es einmodelliert ist, Molasseland.

I. 2. Vom flachen Molasselande grenzt sich die Zone der dislozierten Molasse oder die subalpine Zone des Molasselandes ab. Sie ist der südliche, gegen die Alpen gelegene Strich des Mittellandes. Wer von rein orographisch-geographischen Gesichtspunkten ausgeht, wird den höheren Teil dieser Zone, einen Rigi, Roßberg, Speer usw., schon zu den Alpen nehmen, den tieferen, z. B. die Gebiete von St. Gallen, Appenzell usw., noch zum Mittellande. Die geologische Unterscheidung ist schärfer. Wir lassen im Querprofil von NW nach SE die subalpine Molassezone da beginnen, wo die Molasse, gegen die Alpen ansteigend, sich aufbiegt, disloziert ist, und da endigen, wo auf die Molasse aufgeschoben die echt alpinen Gesteine des Flysch und des Mesozoikum folgen.

Der Formenunterschied gegenüber der Region I 1 springt schon in den nichtgeologischen Karten in die Augen. Die Schichtenköpfe des aufgerichteten Gesteines erzeugen im kleinen wie im großen eine starke Rippung der Landschaft in der Streichrichtung, und diese differenziert die Täler in Längstäler und Quertäler. Die Waldstreifen auf den Felsrippen (Nagelfluh), die Wiesen in den Mergeltälchen heben diesen dislozierten Schichtenbau landschaftlich stark hervor.

Die Zone der subalpinen Molasse ist sehr ungleich breit, im allgemeinen im NE viel breiter, im SW schmäler. Durchweg zeichnet sich diese Zone aus durch die unbegreifliche Einfachheit und Regelmäßigkeit in der Schichtlage, besonders im Streichen, und sie bildet damit einen großen Gegensatz zur wilden Mannigfaltigkeit und Zerknitterung, welche die Faltung der eigentlich alpinen Zonen auszeichnet. Die Molasse bleibt Randbildung für die Alpen. Sie ist zwar von den Alpen überschoben und setzt noch etwas in der Tiefe unter den Alpenrand südlich fort, niemals aber findet sich die Molasse im Inneren der Alpen, niemals ist sie in den Deckenbau der Alpen eingewickelt.

Das ganze Mittelland der Schweiz ohne alpinen Charakter, also Zone I 1 und noch etwa $^2/_3$ von II 2 zusammen, haben eine Fläche von ca. 12 000 km^2, das ist ca. 30% des ganzen Schweizerlandes.

II. Juraland.

Das Juraland besteht aus zwei Zonen, die durch ihren tektonischen Bau wie durch ihre äußere Form sehr stark verschieden sind und den beiden Haupttypen der Dislokationsgebirge entsprechen:

II. 1. Tafelland aus Trias, Jura und Tertiärschichten mit schwachem Schichtfall gegen S und von mehr oder weniger N bis S laufenden Verwerfungen durchsetzt: Tafeljura oder Plateaujura.

II. 2. Kettengebirge aus Trias, Jura, Tertiär, im westlichen Teil auch Kreide, ausgezeichnet gefaltet und geschuppt, hie und da von Transversalverschiebungen durchsetzt. Die nördlichsten Falten werden liegend über den S-Rand des Tafeljura überschoben. Das ist der Kettenjura.

Der Tafeljura gehört zum Schwarzwald, er ist der Fuß des Schwarzwaldes. Er umzieht dieses Gebirge an seinem S-Rand und um die SE-Ecke herum und erstreckt sich hinaus in die Schwäbische Alb. Der Kettenjura dagegen verliert gegen Osten an Breite und Stärke; die Tertiärmulde zwischen Tafel- und Kettenjura wird östlich tiefer und breiter und verfließt endlich in die allgemeine Mulde des Mittellandes, nachdem mit der Lägernkette die letzte Falte des Kettenjura — die nördlichste — östlich untergetaucht ist. Der Kettenjura reicht also östlich nicht so weit wie der Tafeljura. Umgekehrt endigt westlich der eigentliche Tafeljura mit dem Schwarzwald am Grabenbruch, der den Schwarzwald von der Rheintalebene scheidet, das ist dicht östlich von Basel. Der Kettenjura setzt sich westlich und dann mehr und mehr südlich noch wesentlich verbreitert fort und zieht sich erst später wieder zusammen. Er streicht bis zum Verschmelzen mit den Alpen fort. Auf der Grenze zwischen Plateau- und Kettenjura branden eigentlich die Alpen gegen den Schwarzwald an.

Das Juraland der Schweiz hat eine Fläche von rund 4000 km^2, das sind ca. 10% des ganzen Landes.

III. Alpenland.

Als Nordrand der Alpen im engeren Sinne nehmen wir die Südgrenze der entblößten Molassegesteine. Auf eine Gliederung, die auf die Anatomie der Alpen sich gründet, können wir noch nicht eintreten. Dagegen rechtfertigen sich schon auf Grundlage der jetzigen Ausbreitung der Gesteine folgende Unterscheidungen.

III. 1. Nördliche Kalkalpenzone, bestehend aus Eocän, Kreide, Jura und Trias mit vorherrschend kalkigen Gesteinen in ziemlich zusammenhängenden Ketten. Der äußere breitere Teil dieser Zone besteht aus den von S nach N hinausgeschobenen Deckenfalten, und zwar aus der Gruppe der helvetischen Decken und der präalpinen Decken. Am inneren Rande steigt das autochthone Kalkgebirge aus der Tiefe faltig gegen Süden in die Höhe. Die Decken liegen von eocänem Flysch umhüllt und durch solchen vom autochthonen Kalkalpenzuge getrennt. Die Breite der nördlichen Kalkalpenzone schwankt zwischen 25 km nördlich des Aar-

massives und bis zu 45 km östlich und westlich desselben. Die Zone zeichnet sich durch enorm komplizierten Faltenbau aus.

III. 2. Zone der vorherrschenden kristallinen Schiefer (kristalline Silikatgesteine und kristallin-metamorphe Sedimente, alte Eruptivgesteine, Tiefen- und Ganggesteine, oft schiefrig gequetscht) 70—90 km breit. Im Grundrißbild erscheinen weite Einbuchtungen von Sedimenten und dann wieder schmale sedimentäre Zonen, eingeklemmt zwischen den aus kristallinen Silikatgesteinen gebildeten Zentralmassiven. Die Zone zerfällt in:

2. a) Nördliche kristalline Zone oder Zone der kristallinen autochthonen Zentralmassive, mit Fächerbau (Aarmassiv, Gotthardmassiv, Massiv der Aiguilles rouges und des Montblanc) mit ihren zwischenliegenden sedimentären Muldenzügen.

2. b) Zone der südlichen kristallinen Zentralmassive mit liegendem Faltenbau auch in den kristallinen Silikatgesteinen ausgebildet, Deckenmassive. Wie die helvetischen und präalpinen Kalkalpendecken in eocänem Flysch stecken, so liegt der Bündnerschiefer zwischen den einzelnen Lappen der kristallinen Massivdecken von den französischen Alpen bis hinaus in die Hohen Tauern; hierher gehören: Decke des Gr. St. Bernhard, der Dent blanche, Simplondecken, Tessinergneisdecken mit Adula-, Liro-, Suretta-, Berninagebiet.

2. c) Kristalline Wurzelzone. Südlich der kristallinen Massive mit im ganzen flachem Deckenbau folgen kristalline Silikatgesteine mit ganz steiler Schicht und Schieferstellung und streichend eingeklemmten Paketen von hochgradig dislokationsmetamorphen mesozoischen Sedimenten. Es sind die abgetragenen Wurzelregionen vorherrschend der Zonen III 1, III 2, b, III 3. Es ist die Zone von Bellinzona, das südliche Tessin von Claro bis Lugano.

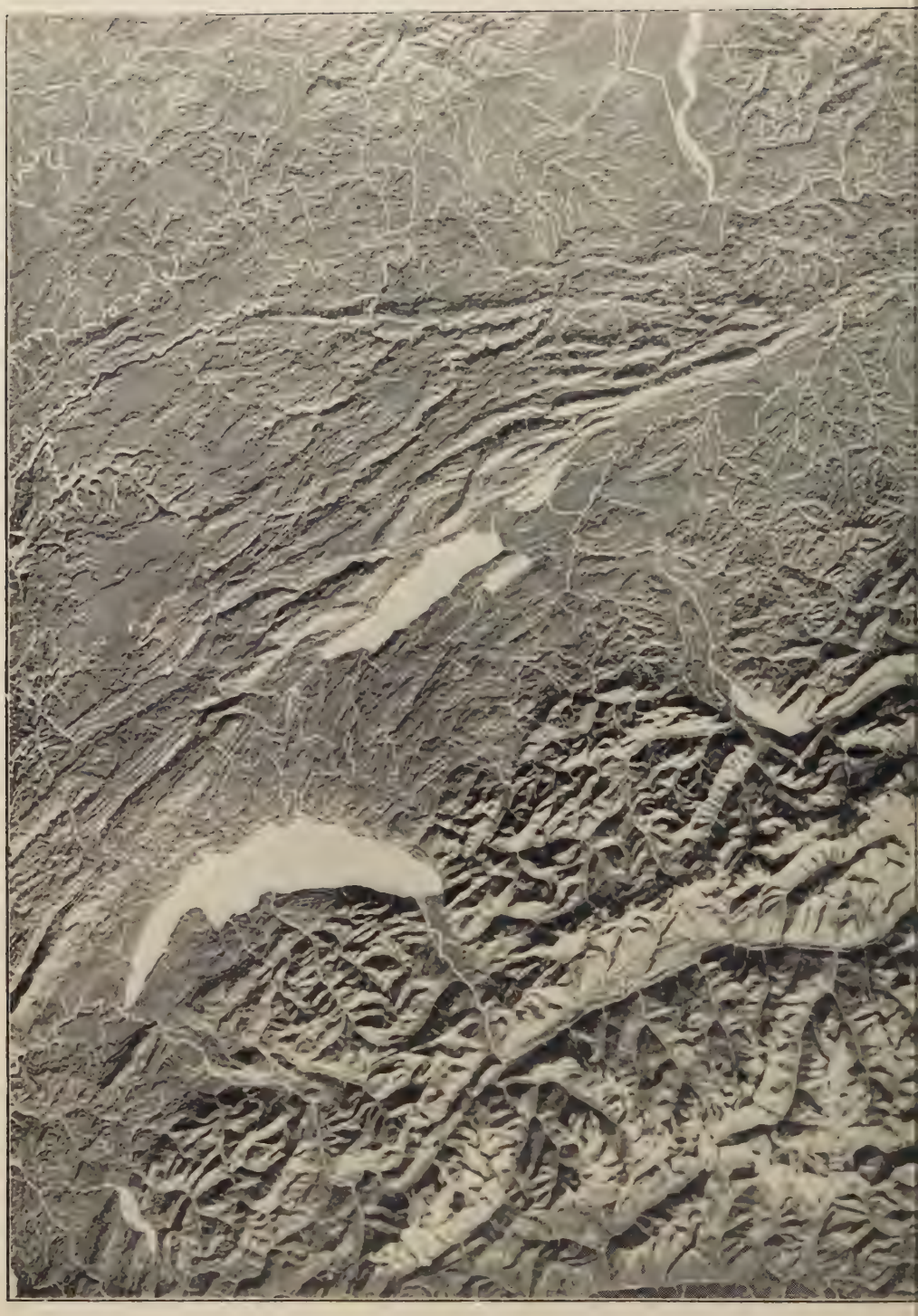
III. 3. Östliche Kalkalpenregion. Dieselbe besteht aus ostalpinem, vorherrschend triasischem Kalk, Dolomit und Mergelgesteinen, deren Deckfaltenkerne noch große Massen von kristallinen Silikatgesteinen einschließen (Silvrettamassiv). Diese Deckenplatten reichen von Osten bis an die Rheinlinie in unser Land mit durch Abtrag zerfetztem und durchlöchertem Rande. Das Gebiet ist enorm kompliziert gebaut und sein Bau noch keineswegs allseitig durchschaut.

III. 4. Südliche Kalkalpenzone. Nur in den Umgebungen des Luganersee reicht die mächtige dinaridische Zone, die den Südrand der Ostalpen bildet, noch in das Gebiet der Schweiz herein. Die Gesteinsfazies ist südostalpin und besteht aus Trias, Jura und Scaglia mit Flysch. Stellenweise sind zwischen Perm und Trias mächtige Porphyrergüsse eingeschaltet.

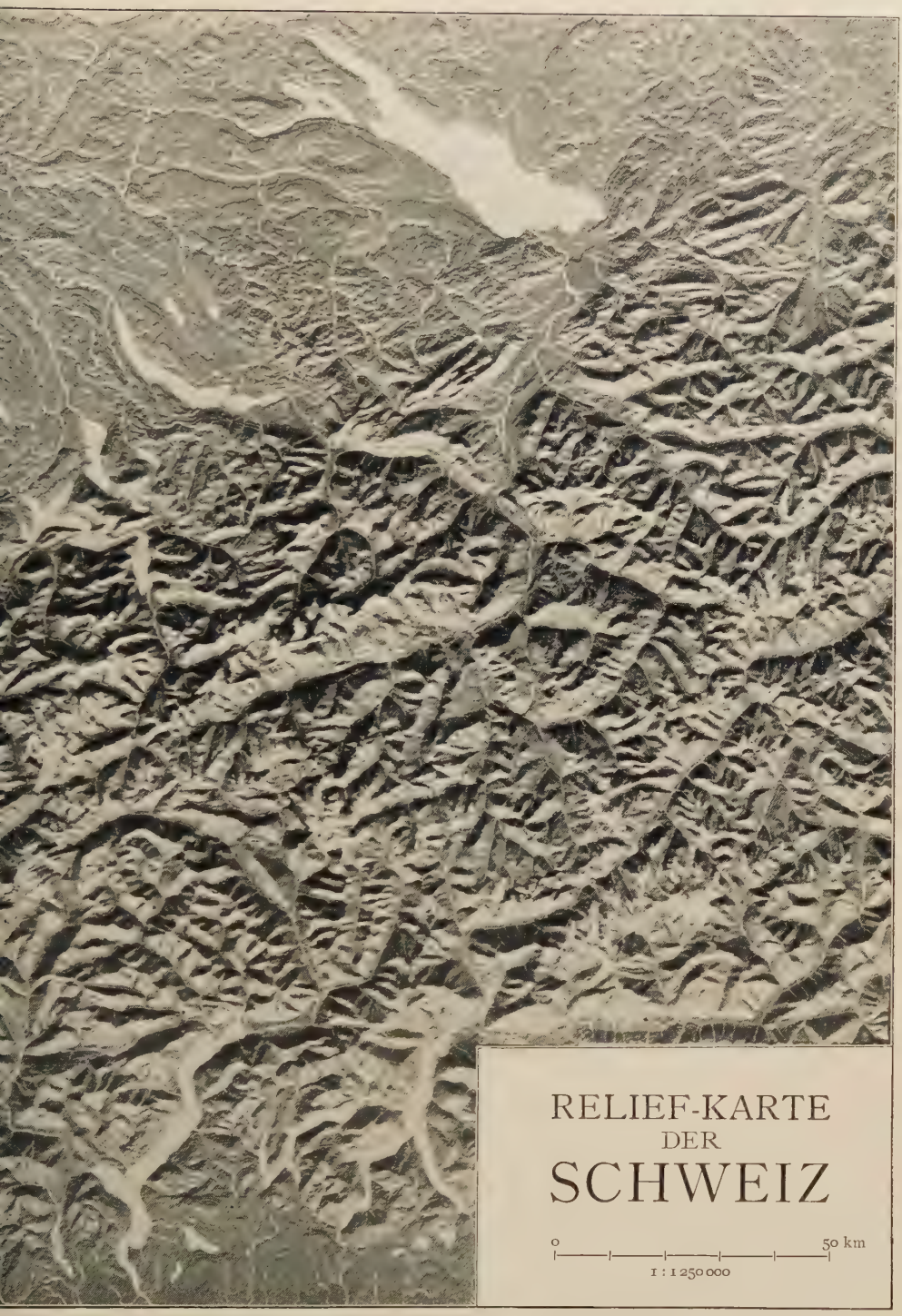
Volle 60% der Fläche der Schweiz, das sind ca. 25 000 km^2, sind Alpenland.

IV. Am Südfuße der Alpen treffen wir noch auf eine Molasse, die derjenigen nördlich den Alpen ähnlich ist. Diese Nagelfluh der Südalpen fällt nicht symmetrisch der Nordalpinen gegen die Alpen ein, sondern von denselben weg. Gegen Süden folgen mehr Sandsteine und flacher Schichtfall. Die Zone ist im Vergleich zu I b sehr einfach gestaltet. Das Äquivalent von Ia liegt in der Poebene unter Diluvium und Alluvium begraben.

Später werden wir im Abschnitt über die Alpen wohl auf eine etwas andere Einteilung geführt werden durch die Betrachtung der tektonischen Einheiten. Allein



Alb. Heim, Geologie der Schweiz



Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

für die erste Übersicht wäre dies deshalb verwirrend, weil eine Zone der Alpen oft aus ganz verschiedenen tektonischen Einheiten gebildet ist, die Gliederung nach dem innern Bau sich eben nicht mit der auf den ersten Blick sichtbaren Zonen- oder Regionengliederung deckt, um welch letztere es sich hier zunächst handelt. Nach dem inneren Bau werden wir dann zu unterscheiden haben: nördliches autochthones Gebirge; dann von unten nach oben und von Norden nach Süden: I. Deckengruppe: vorne helvetische Decken (Perm bis Eocän), dahinter (südlich) penninische Decken (Altkristallines bis Bündnerschiefer); II. Deckengruppe: vorne lepontinische (= Klippen) Decken (Trias bis Eocän), dahinter ostalpine Decken (Jura und Trias und kristalline Kerne) und endlich halbautochthones südliches Gebirge (insubrisches Seengebirge, Dinariden usw.).

Unsere vorläufige Regioneneinteilung des Schweizerlandes lautet also kurz zusammengefaßt:

I. Mittelland, Molasseland.
   1. Flache Molasse.
   2. Subalpine Molasse.

II. Juraland.
   1. Plateaujura.
   2. Kettenjura.

III. Alpenland.
   1. Nördliche Kalkalpenzone.
   2. Zone der vorherrschenden kristallinen Schiefer.
      a) Zone der autochthonen Zentralmassive.
      b) Zone der kristallinen Deckenmassive.
      c) Kristalline Wurzelzone.
   3. Östliche Kalkalpenregion.
   4. Südliche Kalkalpenzone.

IV. Molasse am Südfuße der Alpen.

Alle Eruptivgesteine der Schweiz sind alt und zeichnen sich in der Gestaltung des Landes als solche nicht mehr ab. Die jüngsten — vielleicht alttertiär aus dem Süden stammend — treffen wir nicht mehr an ihrem Eruptionsorte, sondern nur losgerissen und in Fetzen mit den sie einschließenden Gesteinen verschleppt. Jungvulkanische Berge sind unserem Lande fremd, liegen aber nahe außerhalb von dessen Grenzen im Höhgau. Alle die gewaltigen Dislokationen der spättertiären Zeiten haben sich ohne Begleitung von Eruptionen vollzogen. Unser Land ist unvulkanisch. Wer den Kaukasus gesehen hat, kann freilich sich des Gedankens nicht erwehren, daß eines schönen Tages der Ausbruch eines Vulkanes am Gotthard oder an der Grimsel kein Ding der Undenkbarkeit wäre.

Die alpinen Eisfluten der Diluvialzeit sind durch die Alpentäler gegangen, haben das Molasseland überflutet, sich am Jura gestaut oder sind in denselben eingedrungen. Die ganze Schweiz zeigt ihre Spuren, aber weitaus die größte Bedeutung für die Landesgestaltung haben die Gletscherspuren im Mittelland gewonnen. Wir wollen deshalb die Besprechung der Wirkungen der Eiszeiten unserem ersten Hauptteil über das Molasseland eingliedern.

IV. Meteoriten der Schweiz.

Der Meteorit von Rafrüti, der Meteorit von Châtillens, übrige Nachrichten.

Literatur:

Scheuchzer, Naturgeschichte des Schweizerlandes, 2. Aufl., 1752.
Aerolithenfall bei Lugano. Leonhards Taschenbuch für die gesamte Mineralogie. 20. Jahrg. 1826.
K. v. Fritsch, Über den sogen. Luzerner Drachenstein. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich, 9. Jahrg. 1864.
B. Studer, Der Meteorstein von Walkringen, Mitt. der naturf. Ges. in Bern aus dem Jahre 1872/73.
H. G. Fordham, Note sur le Colide du 20 juin 1890. Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat., vol. 27, 1892.
E. v. Fellenberg, Der Meteorit von Rafrüti im Emmental. Zentralblatt f. Mineralogie, Jahrg. 1900.
M. Lugeon, Le météorite de la Servettaz près Châtillens. Bull. des Labor. de Géol., Géogr. phys., Min. et Paléont. de l'Université de Lausanne. Nr. 6, 1904.

Es gibt bloß zwei mit voller Sicherheit nachgewiesene und in geologischen Sammlungen aufbewahrte schweizerische Meteoriten, nämlich der in Bern vorhandene Meteorit von Rafrüti und der in Lausanne liegende Meteorit von Châtillens.

Der Meteorit von Rafrüti (bei Langnau im Emmental, Kt. Bern) ist ein Eisenmeteorit, sehr reich an Nickel, ferner mit Kobalt, Phosphor und etwas Schwefel. Die Analyse von Cohen gibt:

Nickeleisen . . .	99,31 %	Fe =	89,87
Schreibersit . . .	0,39 %	Ni =	9,54
Daubréelith . . .	0,03 %	Co =	0,61
Troilith	0,27 %	Cu =	0,03
	100 %	Cr =	0,01
		C =	0,18
		P =	0,06
		S =	0,11
		Cl =	Spuren
			100,41

Die Struktur ist feinkörnig, dicht, stahlartig. Er gehört zu den sehr seltenen Ataxiten, den Eisennickelstahlmeteoriten. Die Farbe ist braunschwarz, das Gewicht 18,2 kg. Die Dimensionen sind 27,21 und 16 cm. Das bei 15° C bestimmte spezifische Gewicht ist 7,596. Es handelt sich um ein Bruchstück einer größeren Meteoreisenmasse; seine Form ist die einer annähernd dreiseitigen Pyramide mit kugeliger Basisfläche, welche der äußeren Flugseite entspricht. Die Seitenflächen zeigen die typischen näpfchen- oder schalenförmigen Eindrücke; die gerundete Flugseite ist löchrig und von pockennarbigem Aussehen.

Der Meteorstein fiel im Oktober 1856. Vor dem Fall zerplatzte das feurige Meteor über der Napfgruppe in verschiedene Stücke; 500 m vom Fallort entfernt soll ein Mann vom Luftstoß niedergeschlagen worden sein. Aber erst 30 Jahre später, im Mai 1886, wurde eines der gefallenen Stücke auf der unteren Rafrüti im Quellgebiete des Mümpbaches bei Anlage eines Kartoffelackers einen Fuß tief im Boden aufgefunden und von den Bauern für eine zersprungene Kanonenkugel aus der Zeit der französischen Invasion (1798) gehalten. Mehrere Jahre diente das Stück als Bettwärmer oder lag auf dem Ofen, bis Sekundarlehrer Widmer und Posthalter Meister dasselbe dort sahen, als

Meteoriten erkannten und dem Berner Museum Anzeige machten. Der Meteorit ist aufbewahrt im Museum von Bern.

Der Meteorit von Châtillens (Tal der Broye, Waadt) gehört im Gegensatz zum Rafrütifund zu den Steinmeteoriten, und zwar zu den kristallinischen Chondriten; eine poröse, feinkörnige, graue Grundmasse von Silikatkristallen und Nickeleisenkörnern schließt Kügelchen und Kristalle von Olivin und Bronzit ein, sowie isotrope Partien, die dem Maskelynit entsprechen. Wie gewöhnlich bei den Sporadosideriten findet sich eine rauhe, schwärzliche Rinde von $^1/_2$ mm Dicke. Der Fund besteht aus drei Bruchstücken, die aber alle zusammengenommen eine viel kleinere Masse darstellen als der Rafrütimeteorit; das Gesamtgewicht ist nur 705 g. Die Dichte ist 3,38.

Die drei Bruchstücke fielen am 30. November 1901 gegen 2 Uhr mittags bei la Chervettaz, $1^1/_2$ km südwestlich von Châtillens im Walde im Tal der Broye; sie wurden sogleich von dem Forstaufseher Louis Décosterd und drei ihn begleitenden Arbeitern noch warm aufgefunden. Die Bahn des Meteoriten ist auf über 7 km Länge wahrgenommen worden. Er wurde zuerst fast gleichzeitig beobachtet in Etivaz südlich Château d'Oex mit Südwestbewegung, in Ollon und im Tale der Eaufroide (Ayerne bei Villeneuve) mit Ostwestrichtung. Dann platzte er über Châtillens bei Oron-la-Ville ein erstes Mal mit knatterndem Getöse; hier ist die einzige Stelle der Bahn, wo mit schrillem Pfiff gestürzte Bruchstücke des Meteoriten aufgefunden wurden und man den Fall direkt beobachten konnte. Der Rest des Meteoriten setzte seinen Flug gegen Moudon und Grandcour fort und teilte sich dabei durch wiederholte Explosionen in verschiedene Stücke, von denen eines über Corcelles-le-Jorat (Kt. Waadt, Bez. Oron), eines über Vulliens (südlich Moudon) passierte. Die Bahn zeigt also eine deutliche Drehung im Sinne des Uhrzeigers, was vielleicht auf einen Einfluß der Erdrotation schließen läßt.

Übrige Nachrichten.

Neben den beiden genannten, erhaltenen und untersuchten Meteorsteinen besitzt die Schweiz noch verschiedene Nachrichten über Meteoritenfälle, sie sind aber nicht objektiv durch unzweifelhafte Funde belegt. Schon Scheuchzer erwähnt in seiner „Naturgeschichte der Schweiz" neben „beobachteten Feuerkugeln" auch „Stein- und Eisenmassen", deren Niederfallen beobachtet worden ist. Auch einige spätere solche Fälle sind bekannt. Aber alles in allem sind es auch hier wieder auffallend wenige, nur fünf.

Der „Luzerner Drachenstein" soll 1420 oder 1421 bei Rothenburg, nordwestlich von Luzern, gefallen und von dem Bauer Stempflin aufgehoben worden sein. Der früher zu Wunderkuren benutzte Stein ist eine fast vollkommene Kugel von 59—60 mm Durchmesser. Er wurde 1864 von K. v. Fritsch untersucht und als nicht meteorisch und künstlich geformt erklärt. Die fast homogene Beschaffenheit und das Fehlen von Eisen weisen nach v. Fritsch auf einen steingutartigen gebrannten Ton oder Quarzit oder jaspisartigen Felsit. Die Vermutung liegt nahe, daß eine spätere Ersatzverwechslung vorliegt und der 1420 oder 1421 gefallene Stein längst verloren gegangen war.

Zwei Steine im Kanton Glarus sind nach Scheuchzer am 6. Oktober 1674 gefallen.

Der Meteorstein von Hinterschwendi bei Walkringen (Kanton Bern) fiel den 18. Mai 1698 zwischen 7 und 8 Uhr abends mit starken, weithin vernommenen Detonationen. Der schwarze Stein wird vielfach erwähnt, muß aber verloren gegangen sein.

Bei Lugano scheint ein Meteoritenfall am 15. März 1826 stattgefunden zu haben. Von diesem Tage erwähnt Leonhards Taschenbuch nach einer Zeitungsnachricht: „Man sah bei Sonnenuntergang nordwestlich von Lugano ein leuchtendes Meteor, das sich über die Täler des Monte Cenere erhob, dann sich plötzlich erdwärts ließ und mit solchem Knall zerplatzte, daß das ganze Tal von Lugano bebte. Aerolithen, die es bei seinem Fallen ausschleuderte, verbreiteten sich auf eine halbe Stunde weit. Eine Dorfkirche, die in beträchtlicher Entfernung stand, wurde so erschüttert, daß die Leuchter vom Altare fielen". Weiteres ist nicht bekannt.

Der Meteorit vom Grauholz bei Bern fiel am 20. Juni 1890 um 5 Uhr abends. Man sah die Stücke von verschiedenen Orten zwischen Bex und Gryon aus in Richtung gegen den Grand-Muveran fliegen, man beobachtete sie in Genf und sah sie von Bern aus im Grauholz fallen; aber man fand sie nicht auf.

Fossile Meteoriten, eingeschlossen in sedimentären Gesteinen früherer geologischer Perioden, die uns Kunde geben von Meteoritenfällen vergangener geologischer Perioden, sind meines Wissens bisher überhaupt noch niemals getroffen worden, anderswo so wenig als in der Schweiz.

Der Anteil, den der Himmel am Aufbau unseres Schweizerlandes genommen hat, ist also sehr gering.

ERSTER HAUPTTEIL.

Molasseland und Diluvium.

Das schweizerische Mittelland füllt den Winkel zwischen Alpen und Jura und zwischen Kettenjura und Tafeljura. Es besteht in seiner Felsgrundlage aus einem Tertiärgebilde, der Molasse. Diese ist dann durchtalt und durch das alpine Eis mit glazialem Diluvium überschüttet worden.

A. Die Molasse.

I. Übersicht.

Die Bezeichnung „Molasse". Molasse eine alpine Randschuttablagerung. Gliederung. Autochthone und allochthone Fossillager und Kohlen. Land-, Süßwasser- und Meerabsätze. Übergreifen über den Jura.

Das Wort „Molasse" ist zuerst von Saussure in die Wissenschaft eingeführt worden. Es ist romanischen Ursprungs und findet sich im Dialekt der Westschweiz im Sinne von zermahlbarem Sandstein (molare mahlen, molard Schleifer, moilon Quaderstein, Schleifstein, molette Wetzstein). Es bezeichnet die weichen, zerreiblichen Sandsteine des Gebietes, die in manchen Regionen in großer Ausdehnung und Mächtigkeit vorhanden sind. Auch Studer verwendet 1853 das Wort noch vorwiegend im Sinne von weichem Sandstein, dehnt es aber daneben doch schon zu einem geologisch-faziellen Begriffe aus: der Mitteltertiärbildung schweizerischer Fazies. Seit Escher und Mayer-Eymar nehmen wir das Wort ganz in diesem Sinne. Wir verstehen darunter die Tertiärbildungen des schweizerischen Mittellandes in der vertikalen Ausdehnung und in denjenigen Gesteinstypen, wie das Mitteltertiär eben hier verbreitet ist, und so reden wir von unterer, mittlerer und oberer Molasse, von Molassekonglomeraten (Nagelfluh), Molassesandsteinen, Molassemergeln, Molassekohlen, Molassekalksteinen usw.

Im ganzen ist die Molasse hervorgegangen aus der Verwitterung, Schlämmung und dem Wiederabsatz mächtiger Gebirgsmassen gemischter Gesteinsarten. Während der Anlagerung muß sich der Untergrund gesenkt haben. Die grobkörnigen Massen (Konglomerate) herrschen nahe am Alpenrande vor. Mit der Entfernung gegen NW von den Alpen weg bleiben die Konglomerate mehr und mehr zurück, die Sandsteine werden vorherrschend. Noch weiter weg überwiegen die Mergel. Kalksteine stellen sich zuerst in einzelnen Schichten ein und werden gegen den Jura hin reichlicher. Dabei greifen die groben Materialien in den höheren Schichten weiter hinaus als in den älteren. Die Abschwemmung und Aufschüttung hat also von den Alpen weg gegen NW stattgefunden. Auch die dachziegelige Lagerung flacher Gerölle in den Konglomeraten sowie Deltaschuttkegel, die ihre Spitze nach Süden wenden (Nordufer des Wenigersee bei St. Gallen, Menzlen südwestlich Oberhofstetten bei St. Gallen, Sommersberg westlich Altstätten, „Sandplatte" östlich Tägermoos bei Steckborn, Ebikon bei Luzern usw.) beweisen diese Schwemmrichtung. Für die schweizerischen Alpen ist die Molasse eine Randbildung. Nirgends findet sie sich in den Mulden im Innern der Alpen, sie ist nur vom äußern Alpenrand überstoßen. Den Jura hingegen hat die Molasse einst fast ganz bedeckt. Die Juramulden sind nicht mit ufernahen Molasseablagerungen isolierter enger Becken gefüllt, sondern mit den Resten einer kontinuierlich weit ausgreifenden Ablagerung, die einst über die Ketten hinüber zusammengehangen und vor Aufstauung der Ketten

in vollem Zusammenhange mit dem großen Molassegebiete der Mittelschweiz abgelagert worden sind. Die aus den Alpen stammenden Gerölle finden sich auch in den Molassemulden des Jura.

Die Mächtigkeit des gesamten Gebildes läßt sich nirgends mit Sicherheit bestimmen, ist aber sehr groß. Nahe am Alpenrande übersteigt sie jedenfalls 2500 m, erreicht wahrscheinlich an manchen Stellen weit über 3000 m. Mit der Entfernung von den Alpen nimmt sie ab; aber auch noch da, wo die Molasse gegen den Jura hin ansteigt, gelangen wir auf wenigstens einige hundert, meist noch über 1000 m Mächtigkeit.

Die Versteinerungen sind sehr ungleich verteilt, oft ist auf weiten Flächen gar nichts zu finden, oft sind sie massenhaft vorhanden, bald schlecht, bald vortrefflich erhalten. Marine Formen wechseln vielfach mit Süßwasser- und Landformen. Die Molassebildung ist im großen und ganzen das Resultat einer zeitlich kontinuierlichen Ablagerung mit Übergängen in vertikaler Richtung. Unterbrüche und Erosionen mit darauffolgenden Transgressionen innerhalb der Molassebildung sind meistens nur von lokaler Bedeutung (Juranagelfluh in Tälern des Helicitenmergel im Aargauerjura, ähnliche Erscheinungen im marinen Glassand von Benken, Weiterausbreitung des Meeres mit dem Beginn des Vindobonien, dabei Transgression der vindobonischen Nagelfluh auf Aquitanien und auf Jura in manchen Teilen des Jura usw.). Ebenso zeigt die Molasse in horizontaler Richtung Gleichzeitigkeit und Übergänge von marinen und Süßwasserabsätzen, Vorrücken von Delta ins Meer usw. Das ist es eben, was die Stratigraphie der Molasse so schwierig gestaltet. Die ersten Versuche zu einer solchen beruhten vielfach auf zu schematischen Annahmen, denen Kaufmann (zuletzt „Beiträge“ Lfg. 24) entgegengetreten ist. Im ganzen kann man unterscheiden:

Obere Molasse (Sarmatische Stufe und obere Wienerstufe), vorherrschend Süßwasserablagerungen, vielfach als „obere Süßwassermolasse“ bezeichnet.

Mittlere Molasse (untere Wienerstufe [Vindobonien] und Bordeauxstufe [Burdigalien]), vorherrschend marin, oft marine Transgression auf Süßwasserablagerung, meistens kurzweg „marine Molasse“, früher Helvétien genannt.

Untere Molasse (aquitanische und stampische Stufe), Süßwasserbildungen, Brackwasser und marine Ablagerungen, sehr oft, besonders im Jura, nach oben mit Süßwasserkalken endigend. Dieser Teil ist auch „untere Süßwassermolasse“ genannt worden.

Bei einer mächtigen, vorherrschend mechanisch geschlemmten Ablagerung, wie sie unsere Molasse darstellt, kann die Frage der Herkunft des Materiales an den Geröllen, die Frage der Ablagerungszustände dagegen an den Fossilien und ihrer Verteilung, wie sie sich in den feiner geschlemmten Produkten finden, entschieden werden. Wir können diese Umstände der Molasseablagerung Schritt für Schritt aus den Erscheinungen ableiten.

Für viele Gesteinslager der Molasse ergibt sich die Frage, ob ihre Versteinerungen, Pflanzen oder Tiere, an Ort und Stelle gelebt haben — autochthon sind — oder ob sie durch Flüsse oder Meeresbewegungen herbeigeschwemmt worden sind, in welch letzterem Falle sie als allochthon bezeichnet werden müssen. Die Hauptmasse der unorganischen Substanz, Gerölle, Sand, Ton ist immer mechanisch herbeigeschwemmt und Kalk in Lösung vom Wasser hergebracht und chemisch

abgesetzt worden, da wo er eine Schicht bildet. Kohlen können als Torflager dort gewachsen oder als Schwemmholz hergebracht sein. Hier und da läßt sich die Frage in voller Klarheit entscheiden.

Bei autochthonen marinen Muschelsandsteinen, Muschelbänken usw. finden wir die Schalen innerhalb einzelner begrenzter Muschelbänke größtenteils unzerbrochen, oft beide Schalen der Bivalven noch beisammen, und eine oder wenige Spezies von ähnlichen Lebensbedingungen in großer Individuenzahl an einem Orte beisammen. Bezeichnend sind ferner manchmal Kriechspuren von Muscheltieren auf den Schichtflächen, in deren Verlauf Abdrücke des Tieres und an deren Ende das Tier selbst sich findet.

Beispiele: Sandsteinbänke, erfüllt mit Turritella, turris beim Tivoli St. Gallen; Sandsteinbank voll Tapes helvetica im Gletschergarten Luzern; Sandsteinbänke voll Cardium commune bei Niederhasli (Kanton Zürich) und an vielen andern Orten, vgl. später Fig. 26; Bank voll Ostrea crassissima, $1^1/_2$ m mächtig, in Münsingen und Hüttligen (Kanton Bern) und St. Croix (Waadt) und viele andere mehr; Sandsteinplatten mit Kriechspuren und Abdrücken von Muscheltieren in Horw bei Luzern. In der dislozierten subalpinen Molasse finden sich sehr viele autochthone Muschelbänke, ebenso sind sie im Innern des Jura nicht selten.

Bei allochthonen marinen Muschelsandsteinen sind die Schalen meistens zerbrochen, oft in kleine Trümmer zerrieben, gut erhaltene Schalen selten, starke Schalen abgerollt, die verschiedensten Arten durcheinander gemischt, auch Land- und Süßwasserformen den marinen beigemischt. Flußtransport, Wellenschlag und Meeresströmungen waren im Spiele.

Beispiele solcher Gesteine sind die enormen Muschelsandsteinlager gegen den Jura hin, so z. B. der Muschelsandstein aus den Brüchen von Würenlos, Mellingen, Mägenwyl, Lenzburg, Othmarsingen, wie auch die „Seelaffe" von Rorschach bis Martinsbrück bei St. Gallen, das Muschelagglomerat der Tenikerfluh und der „Randengrobkalk", letztere beiden eine Uferbildung. Diese Muschelbreccien liefern Bausteine, die sich durch Festigkeit und Wetterbeständigkeit auszeichnen, hingegen für feinere Steinhauerarbeiten wegen zu grobem, unregelmäßigem Korn nicht vorteilhaft sind. Die Pyritknollen erzeugen oft Rostflecken.

Bei den Süßwasserablagerungen zeigt sich eine ähnliche Differenz. Mitten zwischen den Sandsteinen und Mergeln liegt oft, weithin zu verfolgen, eine regelmäßige Bank bituminösen Mergelkalkes („Faulschlammabsatz"), ganz erfüllt mit Schalen von Planorbis und Limnaeus, nichts anderes ist darin enthalten als etwa noch Charasamen. Die Tiere haben hier gelebt Generation um Generation. Solche Schichten beweisen, daß hier zur Bildungszeit tatsächlich Süßwasser stand.

Beispiele: Helicitenmergel im Aargau, Planorbismergelkalk von Hirslanden (Zürich VIII), bituminöser Kalk und Mergel, begleitend die Kohlen von Käpfnach (Zürichsee) mit Planorbis und Melania; die „Krötenschüsselschicht" von Oehningen, bedeckt mit einer Herde der Teichmuschel Unio Lavateri; Bank voller Melania Escheri, Limnaea dilatata und Unio Jaccardi zwischen Kulm und Schloßrued, Kanton Aargau; aquitane Süßwassermuschelbank, transgredierend über Bohnerzton am Nordfuß des Born bei Olten und viele andere mehr.

Je kalkreicher zugleich der Absatz ist, desto mehr war bei Süßwasserbildungen Spülung ausgeschlossen. Aus dem Flusse, an der Deltastirn setzt sich kein feingeschichteter Süßwasserkalk ab, wohl aber im ruhigen Wasserbecken, in den stillen Buchten und Lagunen. Organische Einschlüsse in einer auf weitere Erstreckung gleichmäßigen Süßwasserkalkschicht stammen von Wesen, die nicht weit

transportiert worden sind, sondern an Ort und Stelle, oder doch nahe gelebt haben. Nur Schwimmendes könnte von weiter her auch in einem Süßwasserkalk zum Absatz gelangen. Abgestorbene Tiere sinken rasch nieder, Blätter in Süßwasserkalk sind größtenteils auch nicht aus andern Zonen der Erde herbeigeweht, sie haben in der Nähe gelebt und sind dementsprechend gut erhalten.

Beispiele: Mergelkalke von Oehningen mit pflanzlichen und tierischen Süßwasser- und Landformen, mit Schichtchen, die die Jahreszeiten erkennen lassen.

Auch bei Süßwasserschichten dient hier und da eine Kriechspur auf der Schichtfläche mit dem entsprechenden Süßwassertier, als Petrefakt noch an ihrem Ende erhalten, zum Nachweis der Autochthonität der Ablagerung und mancher ihrer Einschlüsse.

Ein vollständig anderes Bild bieten in ihrer Verteilung die eingeschwemmten Fossilien. Da sind Süßwasserformen bunt gemischt mit Landformen. Es kann im Meere abgesetzte Schichtenkomplexe geben, die gar keine marinen Fossilien, nur Land- und Süßwasserformen enthalten. Allein die Fossilien sind dann einzeln oder in kleineren Schwärmen eingestreut, gemischt, manchmal stecken Schlammbewohner oder Torfbewohner in Sandstein oder Nagelfluh, jedenfalls nicht in einer Schicht beisammen, die ihrer Lebensweise entspricht; oft sind sie abgerollt, zerrieben, verletzt. Zusammengehörende Schalen sind voneinander getrennt, Knochen vereinzelt usw. Liegt eine marine Form dazwischen, die nicht das Hineinspülen schon als Versteinerung erkennen läßt, so ist das Meer als Medium erwiesen, selbst wenn alle übrigen Fossilien Land- und Süßwasserformen sind. Über das Medium des Absatzes sind also oft nur Meerformen entscheidend, Süßwasserarten beweisen nicht schon an sich, daß der Absatz in Süßwasser stattfand, sondern nur die Art ihrer Verteilung und Erhaltung kann beweisend sein. Dabei gibt es viele Fälle unentscheidender Art. Es ist somit sehr verständlich, daß man — wie besonders Rollier hervorhebt — im allgemeinen für die Molasse viel zu oft Süßwasser- und Landablagerung angenommen hat, wo es Einspülung und Absatz von Land- und Süßwasserformen ins Meer war, und insbesondere scheint ein großer Teil dessen, was als „untere Süßwassermolasse" bezeichnet worden ist, eigentlich Meerabsatz zu sein.

Bei den Molassekohlen ist es meistens leicht, autochthone von allochthonen zu unterscheiden. Erstere treten in auffallend regelmäßigen, aber schwachen Schichten in ziemlich weiter Ausbreitung auf. Meistens liegen Tone oder Mergel voll Süßwassertiere oder Süßwasserkalke darunter oder dazwischen, und die Kohlen selbst enthalten überdies Landtiere. Meerformen fehlen. Beispiele: Käpfnach, Elgg, Hoherone, Paudex-Belmont. Die Schwemmkohlenflöze dagegen erscheinen als unregelmäßige Nester oder Schichtchen von unregelmäßiger Mächtigkeit und Ausbreitung nicht nur auf Mergel, oft mitten in Sandstein oder Nagelfluh und auch in Begleitung mariner Fossilien, und sie bestehen häufig nur aus Holzstämmen, es fehlen Zweige und Blätter. Nur die autochthonen Kohlenflöze der Molasse sind für Land und Süßwasser beweisend, die allochthonen können Süßwasser- oder Meeresbildungen sein.

Die Verteilung von Land- und Süßwasserbildung einerseits, Meeresabsatz andererseits in der schweizerischen Molasse sowie der Fossilgehalt beweisen, daß in der Molassezeit zum Teil Meer, zum Teil flaches Deltaland zwischen den in Bildung begriffenen Alpen

und dem Schwarzwald vorhanden war, während das Juragebirge noch fehlte. Im Deltaland waren reichliche Süßwasserlagunen mit Torfwachstum, Kalkabsatz und bei Überschwemmungen Schlammabsatz vorhanden. In den Uferregionen des Delta konnten auch Brackwasser und Salzlagunen sich bilden (Gips). Das Deltaland war größtenteils bewaldet. Einerseits genügte eine geringe Senkung, vielleicht manchmal bloß die Senkung durch Konsolidation, für eine neue Meerestransgression. Andererseits wurde auch viel Schlamm, Sand oder Geröll auf der Oberfläche des festen Flachlandes aufgeschwemmt. Wir sehen uns versetzt in Regionen, wie sie heute viele große Flußdeltas (Nil, Rhone, Wolga, Po, Mississippi) aufweisen. Die bisherigen Funde von Brackwasserbildungen (Cerithienschichten in Ouchy [Lemansee], Epantheires bei Yverdon, Gips bei Moutier usw.) sind ziemlich beschränkt, so daß sie eher als Lagunenabsätze, als durch große Estuarien zu erklären sind.

Die Ablagerung der Molasse ist, wie wir später zeigen werden, *älter als die Faltung des Jura*. Zur Molassezeit war die Juraregion noch unter Wasser. Sie bildete einen Teil des Molassemeeres. Heute finden sich die Molasseablagerungen im Juragebirge vorwiegend nur noch in den geschützten Gründen der Synklinaltäler erhalten. Einst aber bildeten sie auch im Jura eine zusammenhängende Decke, die mit den Molasseablagerungen des Mittellandes verbunden war und die größtenteils die gleiche Ausbildung zeigt. Wir werden daher am besten bei der Besprechung der Gesteine und der Stratigraphie der Molasse die zugehörigen Ablagerungen in der Juraregion mit einschließen.

II. Die Gesteine der Molasse.

Literatur:

Die Bände der „Beiträge" von Kaufmann: Nr. V 1867, XI 1872, XIV IIa 1877, 24 1886, und von Gutzwiller: XIV I 1877, XIX 1883.

1. Die Nagelfluh alpinen Ursprungs.

Literatur:

J. Früh, Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz, Denkschriften d. schweizer. naturf. Ges. Bd. 30, 1890.

A. Baltzer, Zur Herkunft der bernischen bunten Nagelfluh, Mitt. d. naturf. Ges. Bern 1891/92.

H. Frey, Zur Heimatbestimmung der Nagelfluh, Bern 1892.

C. Escher-Heß, Über einige Vorkommnisse der oligocaenen und miocaenen Molasse und Nagelfluh der östlichen Schweiz.

Eine Felswand, an der man von weitem wie lauter runde Köpfe eingeschlagener Nägel sieht, heißt im ostschweizerischen Dialekt Nagelfluh. Der Lokalname ist als Name für die schweizerische Fazies der tertiären Komglomerate schon seit sehr alter Zeit im Gebrauch; überall im Lande heißen die Komglomerate so, die Geologen haben die Bezeichnung schon fertig vorgefunden.

a) Ausbreitung der Nagelfluh.

Horizontale Ausbreitung, Mächtigkeit, stratigraphische Ausbreitung, Charakter der Schichtung, Kalknagelfluh und bunte Nagelfluh, geringe Verwitterung der Gerölle.

Ganze mächtige Berge, ganze gebirgische Gebiete sind aus Nagelfluh gebildet. An den Gehängen bilden die Nagelfluhbänke Kanten und Gesimse, indem sie fester

sind als die zwischengelagerten Mergel und Sandsteine. Sie beherrschen das Gesicht der Landschaft. An der Südseite des Rigi-Dossen bildet die Nagelfluh eine einheitliche vertikale Wand von ca. 250 m Höhe. Die Nagelfluh ist ungleich verteilt. Westlich außerhalb der Schweiz liegt die Kalknagelfluh (Stampien) des Mont Salève und die marine Kalknagelfluh am Lac de Bourget. Vom Lemansee bis an die Aare ist sie nicht stark entwickelt — oder vielleicht sagen wir richtiger: nicht stark entblößt. Als Kalkkonglomerat füllt sie das Dreieck zwischen Vevey, Chexbres und Semsales (Mont Pélerin). Südlich Freiburg reicht am Alpenrand der alpine Flysch auf den Molassesandstein hinauf; die Nagelfluh, falls vorhanden, ist hier tiefer abgewittert und dann von den Alpen überdeckt. Mächtig aber setzt sie ein bei Thun und bildet östlich der Aare mit 45 km SW—NE und ca. 30 km SE—NW Erstreckung die Region des Napf. Im Napf ist sie horizontal gelagert von typischen einfachen Erosionstälern durchschnitten. Die südliche dislozierte Zone ist relativ schmal; Mächtigkeit der Nagelfluh bei Thun wenigstens 600 m, am Napf über 1000 m. Zum zweiten Male folgt eine über 3000 m mächtige Nagelfluhentwicklung am Rigi und Roßberg. Mit erstaunlicher Regelmäßigkeit fallen die Nagelfluhbänke gegen SE und zeichnen den ganzen Berg. Im Dialekt der Gegend heißen Gesimse Riginen, und „Die Rigi" bedeutet der gesimste Berg. Am allergewaltigsten wird die Entwicklung der Nagelfluh zwischen Linth und Rhein mit horizontaler Schichtung im Tößgebiet (Kanton Zürich), mit schiefen und steilen Schichtlagen in einer 15 km breiten und 50 km langen Zone vom Linthkanal bis an den Rhein — es ist das Gebiet der Kantone St. Gallen und Appenzell. Von den Alpen weg gegen NW verliert sich die Nagelfluh in einzelnen Bänken zwischen den Sandsteinen und hört allmählich auf. In den obersten Schichten der Molasse reicht sie am weitesten hinaus gegen NW, so auf dem Rücken des Albis, Zürichberges und im Seerücken bis an den Bodensee hinaus. (Hierzu vergleichen Tafel IV und die spätere Fig. 6.) Es erklärt sich diese Erscheinung mit dem Vorrücken der Flüsse auf ihrem eigenen hinauswachsenden Delta. Wo zuerst weit außerhalb der Flußmündung nur Sand und Schlamm hingelangte, da reichte später der Fluß mit Geröllen hinaus. In einzelnen Schichten der mittleren Molasse reicht die alpine Nagelfluh bis in den Jura hinein, und ihre Gerölle mischen sich mit denjenigen von Schwarzwald und Vogesen.

Die horizontal gelagerte Nagelfluh erreicht im Napf 1408 m Meerhöhe, in der zweiten Gruppe (Tößtalregion) im Hörnli 1135 m, im Schnebelhorn 1295 m. Die dislozierte Nagelfluh gewinnt am Bäuchlen bei Flüehli (Kanton Luzern) 1700 m, am Rigi 1800 m, und erreicht am Speer mit 1956 m Meerhöhe den höchsten Punkt der schweizerischen und, so viel mir bekannt ist, der Molasse überhaupt. Die drei bedeutendsten Gerölledelta der Molassezeit sind also erhalten in der Region des Napf, des Rigi-Roßberg und zwischen Linth und Rhein.

Nahe am Alpenrande besteht oft $^3/_4$ bis $^5/_6$ der Gebirgsmasse aus Nagelfluhbänken, und nur $^1/_6$ bis $^1/_4$ sind zwischengelagerte Mergel, viel seltener Sandsteine. Mit der Entfernung vom Alpenrande nehmen die feiner geschlemmten Zwischenlager zu, bis die Sandsteine fast ganz an Stelle der Nagelfluhen treten, und zwar scheint es, daß aus den Kalknagelfluhen die festen kalkigen Sandsteine, aus den polygenen Nagelfluhen die kalkarmen „granitischen" Sandsteine hervorgehen.

Die Stratigraphie der subalpinen Nagelfluh und der Molasse überhaupt gehört zu den schwierigen, durchaus noch nicht endgültig gelösten Problemen der Geologie der Schweiz. Die Schwierigkeit liegt in drei Umständen begründet: Die Tektonik ist unsicher, weil geologische Synklinalen und Antiklinalen nicht notwendig zugleich geometrische sind und umgekehrt. Sodann haben wir es mit Wechsel der Ablagerungsbedingungen zu tun, so daß Schichten von bestimmtem Charakter nicht aushalten, um weit verfolgt werden zu können. Endlich gibt es in der subalpinen Molasse fast keine Leitfossilien.

Bisher war die Meinung vorherrschend, daß die Hauptmenge der dislozierten Nagelfluh am Alpenrande der aquitanischen Molasse angehöre, und daß überhaupt am Alpenrande alle Stufen der Molasse in Nagelfluh-Fazies entwickelt seien. Mehr und mehr bricht sich in neuerer Zeit die Überzeugung Bahn, daß jene mächtigen Nagelfluhzonen am Alpenrande nicht als Ganzes zur aquitanischen Molasse zu stellen seien. Rollier hält sogar dafür, daß die untere Molasse auch am Alpenrand fast nur aus Sandsteinen und Mergeln bestehe und erst im oberen Teile des Aquitanien sich Konglomeratbänke einstellen. Nagelfluhen finden sich dann häufig in der marinen Molasse (Untermiocän, Helvetien). Cardien und Austern liegen z. B. bei St. Gallen mitten zwischen den Geröllen, und die Kalkgerölle sind von Bohrmuscheln durchlöchert (Fig. 2, Stocken an der Sitter bei St. Gallen, Guggisberg im Kt. Bern, sehr häufig in der jurassischen Zone). Marine grobe Nagelfluh reicht noch weit ins Mittelland bis in den Jura (Hägglingen [Aargau] ca. 10 m mächtige Bank, Moutier, Court usw. siehe später). Die Hauptmasse der Nagelfluh gehört wohl der oberen Molasse (Burdigalien bis Sarmatien) an; damit stimmen auch die neuesten Ergebnisse von Baumberger am Rigi überein. Also im ganzen wie im einzelnen finden sich die feineren Schlemmprodukte unten, die gröberen höher hinauf und dort dann weiter nach Norden reichend.

Fig. 2.
Aufgeschlagenes körniges Kalkgerölle liegend in der marinen Nagelfluh (Vindobonien) von St. Gallen, reichlich angebohrt durch Pholas (Martesia) rugosa (Rochi), ca. $^2/_3$ natürl. Größe.

Die unregelmäßig diagonalen Deltaschichtungen in den Nagelfluhgebieten, die wir früher erwähnt haben und die Früh „den Eindruck eines Kompositums vieler Geröllkegel“ gegeben hat, sind nicht durchweg in die Augen springend. Vielmehr bleibt mir in anderen Nagelfluhgebieten die auf weite Erstreckung erstaunliche Regelmäßigkeit in der Schichtung der Nagelfluh ein Rätsel. Im Napfgebiet, im Toggenburg, am Roßberg und Rigi ist dies am eindrücklichsten zu überblicken. Die

einzelnen Nagelfluhbänke von je einigen Metern Mächtigkeit sind auffallenderweise selten durch Sandsteinbänke, meistens durch Mergelbänke oder sandige Mergel getrennt und lassen sich oft in ungestörter Ebenheit und ungetrübtem Parallelismus in verschiedenen Richtungen 5, 10, sogar 20 und mehr Kilometer weit verfolgen. Kann auf einem weiten Delta, das allmählich sinkt, eine Schichtung von für grob mechanische Sedimente so erstaunlicher Regelmäßigkeit aufgeschüttet werden? Ist das Meer imstande, in breiter flacher Uferzone solche Sichtung und Schichtung zu erzeugen? Ich kann mir beides nicht vorstellen.

Alle unsere Nagelfluh ist von Flüssen herbeigeschwemmt, dann vielleicht noch etwas vom Meer weiterverarbeitet worden, zum kleineren Teil könnte sie direkter Meerufererosion entstammen. Sicher ist sie vielfach Festlandaufschüttung durch Süßwasser, oft gehört sie Süßwasserkomplexen an, sicher ist sie noch öfter ins Meer gespült worden. Oft kann man der Nagelfluh das Medium nicht ansehen, in welchem sie abgelagert worden ist. Die dachziegelige Anordnung der flachen Geschiebe bezeichnet meistens Strömung eines Flusses, indessen es gibt auch Fälle, wo eine marine Strömung, ein Gezeitenstrom sie hervorbringen kann. Unsere Nagelfluh ist ein Konglomerat aus vorherrschend sehr gut gerundeten Geröllen von durchschnittlich Nuß- bis Faustgröße. Hie und da, besonders zunächst dem Alpenrande, gibt es auch gröbere Gerölle. Am Alpenrande kommen vielfach kopfgroße Gerölle bis zu solchen von 50 bis 70 cm Durchmesser vor, bei Ralligen am Thunersee sogar einzelne wenig gerundete Blöcke bis 2 m Durchmesser. Die Lücken zwischen den Geröllen sind geschlossen gefüllt, die Verkittung ist total, so daß das Gestein an sich quellentechnisch undurchlässig ist, anders nur auf einzelnen Klüften.

Studer unterschied Kalknagelfluh und bunte Nagelfluh, und alle Molasseforscher (Kaufmann, Gutzwiller, Früh, C. Escher, Baumberger) haben diese Unterscheidung bestätigt. Kalknagelfluh besteht vorherrschend aus Geröllen von Kalksteinen, Dolomiten, Sandsteinen, Hornsteinen und enthält nur vereinzelt andere Gesteine. „Bunte Nagelfluh" wird das Konglomerat genannt, bei welchem 10—20% und mehr der Gerölle aus kristallinen Silikatgesteinen (Granite, Porphyre, Amphibolit, Gneise usw.) und aus Hornsteinen, Quarziten usw. bestehen. Die bunte Nagelfluh heißt auch polygene Nagelfluh. Zudem gibt es alle Zwischenformen und ganze Schichtkomplexe, die zwischen den beiden Typen schwanken. So hat Früh gezählt: Menigersee bei St. Gallen 5% der Geschiebe aus kristallin. Silikatgesteinen, Gschad bei Trogen 12%. C. Escher-Heß hat folgende Zählungen gemacht: Wald (hinter Nord) 4%, Ütliberg (Fohlenweid) 5%, Binz (Zürichberg) 9%, Loorenkopf (Zürichberg) 10%, Feldbach am Zürichsee und ebenso Pfaffhausen (Zürichberg) 12%, Lichtensteig (Toggenburg) 13%, Lothenbach (Zugersee) 75%.

Das Bindemittel der subalpinen Nagelfluh besteht aus den feineren Trümmern des Geschiebetransportes und wechselt deshalb im allgemeinen in gleichem Sinne wie die Gerölle. Die Kalknagelfluh ist meistens durch Lösen von Kalk und Absetzen von Calcit fester verkittet als die bunte Nagelfluh. Vielfach greifen die Körner des Bindemittels in die Gerölle hinein und machen deren Oberfläche rauh und haftend. Die Schlagfiguren sind nicht zu erkennen. Bei frischer Kalknagelfluh brechen die Gerölle viel eher unter dem Hammer, als daß sie sich aus der Ver-

kittung lösten. Meistens berühren sich die Gerölle, oft greifen sie in sogenannten „Eindrücken" ineinander. Erst wo die Nagelfluh mehr und mehr durch Sandsteine abgelöst wird, folgen Schichten mit getrennten und mehr und mehr vereinzelten Geröllen im Sandstein (Übergang z. B. an der Sihl bei Schindellegi, bei Lidwil, Zürichsee, Umgebung von Aarwangen usw. zu beobachten).

Kalknagelfluh und bunte Nagelfluh wechseln meistens nicht in einzelnen Schichten miteinander ab, sondern mehr in großen Schichtkomplexen, die im Gebiete der subalpinen Molasse als Zonen entblößt sind. Am Lemansee treffen wir nur Kalknagelfluh, bei Thun und im Napfgebiet nur bunte Nagelfluh. Am Rigi-Roßberg liegt ein Komplex bunter Nagelfluh von ca. 500 m Mächtigkeit zwischen zwei Komplexen von Kalknagelfluh. Das gleiche findet sich in der südlichsten Zone der Toggenburg-Appenzeller Nagelfluh, während am Speer und Hirzli nur Kalknagelfluh, im nördlichen Teil von Appenzell, Toggenburg und im Tößgebiet fast nur bunte zu finden ist. Gutzwiller („Beiträge XIV") unterscheidet in jenen Regionen folgende 4 Nagelfluhzonen:

1. Stockberg-Speer-Hirzli: Kalknagelfluh;

2. Kronberg-Petersalp-Hochalp: im tieferen Teil Kalknagelfluh, im höheren bunte Nagelfluh;

3. Gäbris-Hundwylerhöhe-Hochham: vorherrschend bunte Nagelfluh, nur zu unterst arm an kristallinen Gesteinen;

4. St. Gallen-Hörnli: bunte Nagelfluh.

Die einzelnen Zonen sind hier zum Teil durch die Tektonik bedingt, im allgemeinen liegt die bunte Nagelfluh oben, die Kalknagelfluh tiefer.

Im ganzen scheint die Kalknagelfluh die ältere, die bunte die jüngere zu sein. Aber es gibt untergeordnet auch abweichenden Wechsel. Auf dem Rücken des Zürichberges in den obersten Molasseschichten und ebenso am Hörnli kommen beide Abänderungen in getrennten Schichten vor. Am Zürichberg liegt bunte Nagelfluh am Loorenkopf zu oberst, Kalknagelfluh bei Pfaffhausen-Binz etwas tiefer. Am Hörnli sitzt die Kalknagelfluh zu oberst. Am Pfannenstiel (nördlich Meilen, Zürichberg) liegen bei 770—780 m Bänke bunter Nagelfluh, darunter bei 740 m scharf getrennt Bänke aus lauter schwarzen Kalkgeröllen. Auch vereinzelte Kalknagelfluhbänke liegen gelegentlich mitten eingeschaltet in polygene Nagelfluhmassen, so z. B. eine 1—2 m mächtige Schicht zwischen Speicher und Glücksberg (Kronbergzone südlich der Hochalp, Kanton Appenzell).

Das auffallendste Vorkommnis einer Kalknagelfluheinschaltung mitten in polygener ist der von den Steinhauern so genannte „Appenzeller Granit". Das ist eine feintrümmerige (Gerölldurchmesser gewöhnlich zwischen $^1/_4$ und 2 cm), mehr brecciose, nesterweise in Kalksandstein übergehende Kalknagelfluh, in der Hauptsache aus dunkelgrauen bis schwarzen, oft eckigen Kalksteinen (Malmkalk?, ostalpiner Triaskalk?, Arlbergkalk?), gelben und grauen Dolomiten mit grauem, dichtem Kalksteinbindemittel (90% $CaCO_3$), oder mit weiß-calcitischem Bindemittel. Die schwarzen Kalksteine finden sich in der übrigen Nagelfluh nur als Seltenheit. Das Gestein ist sehr fest, wird zum Bauen (Treppentritte, Türpfosten, auch Brunnentröge, Taufsteine usw.) benützt, gibt auf polierter Fläche ein feuriges Farbenbild. In geringer

Mächtigkeit, 1 bis höchstens 10 m, ist diese brecciose, unregelmäßig feinkörnige Kalknagelfluh eingelagert zwischen mächtige Massen bunter Nagelfluh. Sie liegt ziemlich hoch über der helvetisch-marinen Molasse, aber doch im unteren Teil der sarmatischen, d. h. oberen Süßwassermolasse, in der Zone der mit 10—30° NW fallenden Gesteine. Östlich beginnt der „Appenzeller Granit" etwa 2 km nördlich St. Gallen und ist, nur an wenigen Stellen aussetzend, zu verfolgen von Abtwyl („Abtwyler Kalknagelfluh") zwischen Herisau und Degersheim („Degersheimer Nagelfluh") durchs Neckertal, nördlich von Lichtensteig bei Loretten durch das Toggenburg, dann über Tweralp, Wald, Hüllestein („Hüllesteiner Nagelfluh") bis Feldbach am Zürichsee auf 50 km Länge zutage tretend. In der gleichen Zone findet man auch in etwas anderem Niveau hie und da ähnliche Bänke (Holz zwischen Katzenstrebel und Rotmonten bei St. Gallen).

Leider finden wir den Appenzeller Granit nicht mehr als Leitschicht erkennbar in den südlichen, in ihrer Tektonik noch nicht ganz aufgeklärten Zonen.

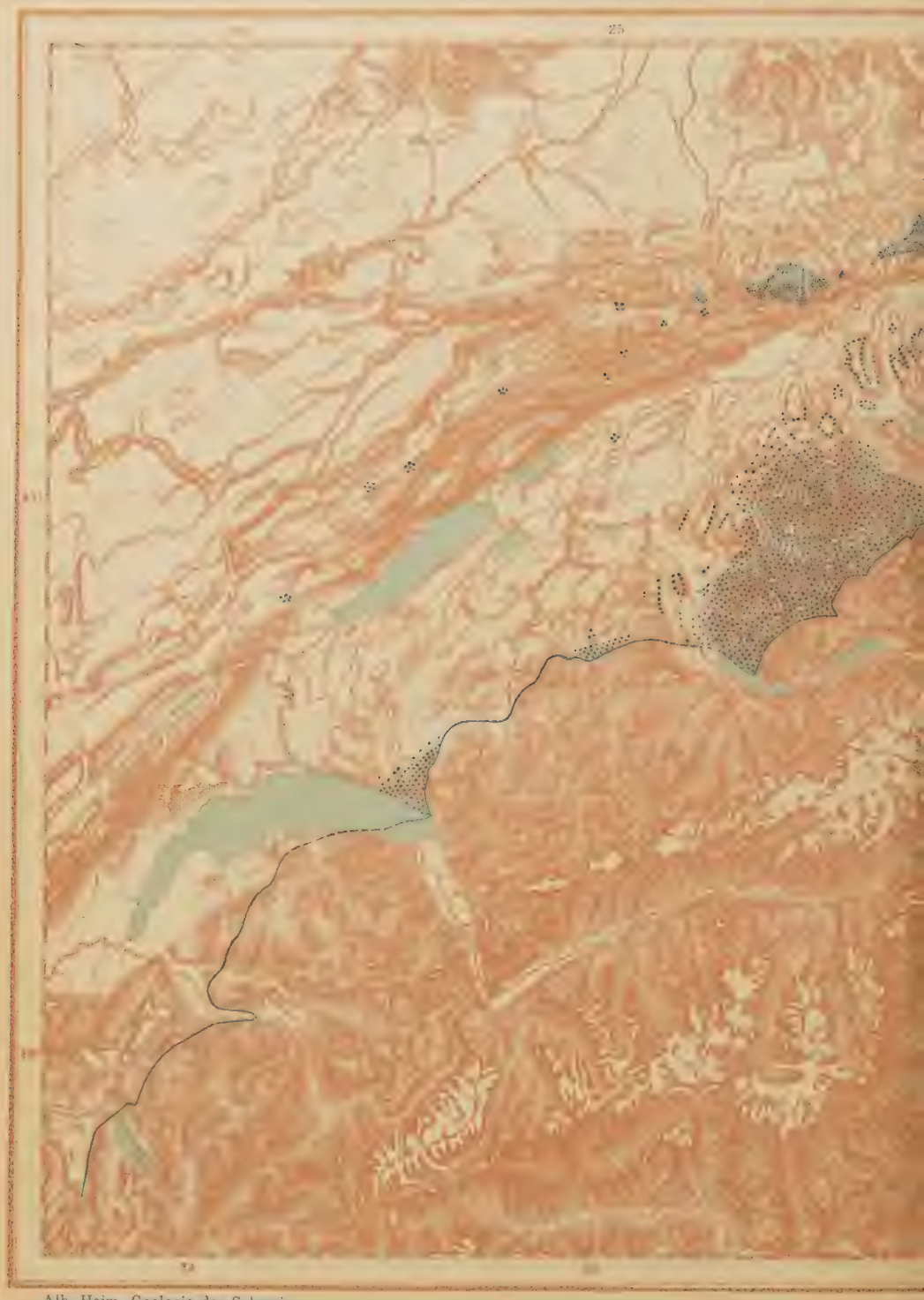
Die einzelnen Gruppen und Zonen der Nagelfluh weisen noch allerlei Differenzen in ihrem Geröllegehalt auf. Es leitet uns dies zunächst zu einer näheren Prüfung der Gerölle der Nagelfluh. Vorher noch eine auffallende Tatsache: Die Gesteine der Nagelfluhgerölle — am auffallendsten wird dies bei den kristallinen Silikatgesteinen — sind allerdings nicht mehr ganz frisch, aber sie sind doch relativ sehr wenig verwittert. Es dürfte z. B. schwierig sein, vom Anstehenden am Luganersee so frische Porphyrhandstücke zu schlagen, wie es davon Gerölle in der Molassenagelfluh gibt. Die Granite sind noch fest, die Amphibolite, Gabbros und Spilite sind noch zäh. Es ist das um so auffallender, als analoge Gesteine in den viel jüngeren Diluvialschottern meistens ganz verwittert sind, so daß sie in Pulver auseinanderfallen oder von der Hand zerdrückt werden können. Man sieht hieraus, wie sehr die Verwitterung mehr von den Umständen als von der Zeit abhängt. Ohne Zweifel ist die meistens rasche, dichte, wasserundurchlässige Einbettung der Gerölle in der Miocännagelfluh zu ihrem Schutze geworden, während die „löchrige" (diluviale) Nagelfluh eine reiche Durchwässerung zugelassen und damit die Verwitterung befördert hat.

b) Die Herkunft der Nagelfluhgerölle.

Versuche zur Herkunftsbestimmung. Tabelle über den Geröllebestand der Nagelfluh, Resultate: a) Fehlen der Gesteine der autochthonen Zone, der helvetischen Decken und der hochgradig dislokationsmetamorphen Gesteine; b) Vorherrschen der Gerölle aus den höheren Decken und deren Wurzelregionen. Ursache des Fehlens dislokationsmetamorpher Gesteine. Auslese der festen Gesteine. Schwarmweise Verteilung. Ableitung aus den Klippen ist nicht ausreichend. Andere Exotika.

Schon lange wußte man, daß die Heimat für den weitaus größeren Teil der Gerölle unserer tertiären Nagelfluh nicht mehr in den jetzt zunächst gelegenen Stromgebieten der Alpen zu finden ist, und daß die vorherrschenden Gesteine der letzteren in den Nagelfluhgeröllen nicht wiederzufinden sind. Auch das Nachsuchen von Studer, Heer und Keferstein im Schwarzwald und den Vogesen war vergeblich. So kam Studer auf die Hypothese eines früheren Gebirges am Nordrande der Alpen, das, besonders durch Meerufererosion, die Nagelfluhgerölle geliefert habe und nun abgetragen, versunken und überschoben oder von seinen eigenen Trümmern, eben der Nagelfluh, verdeckt sei. Gutzwiller dagegen suchte

Ausbreitung der Molas



Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

den Ursprung in SE-Richtung in den Alpen selbst. Früh in seiner klassischen Arbeit „Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz" 1887 wandte zuerst den Blick in SE-Richtung bis über die Wasserscheide an den Südabhang der Alpen. Viel später wurden die Klippen erkannt, und diese, die die kleinen Reste von zerstörten Decken sind, sollen nach Quereau, C. Schmidt, Steinmann, Beck die Nagelfluhgerölle geliefert haben. Bevor wir an den verschiedenen Hypothesen Kritik üben, sehen wir uns den Geröllbestand der Nagelfluh an. Wir sind dabei in der Lage, die Feststellungen von Kaufmann, Gutzwiller und besonders von Früh nicht nur zu bestätigen, sondern noch in mancher Hinsicht zu ergänzen, sowohl durch eigene Beobachtungen wie durch solche von H. Frey, Baltzer und Beck und durch die eingehenden mikroskopischen Untersuchungen der Nagelfluhgerölle durch C. Escher-Heß.

Bei der Beurteilung der Herkunft der Nagelfluhgerölle spielt die Verfärbung und auch andere Verwitterung eine recht störende Rolle. Manche der roten Granite der Nagelfluh würden uns vielleicht in noch frisch weißem Zustande sofort an gewisse Abänderungen aus den Alpen erinnern.

Gesteinsart	Anstehendes Vorkommen		Als Nagelfluhgerölle
	I. Flysch überhaupt		
Flyschsandsteine	Ganze Alpen autochthon und in vielen Decken	*	Massenhaft, vielfach in etwas fremdartigen Abänderungen, sehr oft entsprechend dem Wildflysch
Grober Flyschsandstein (Schlierensandstein)	Helvetische Alpen, Vorarlberg	*	Oft in großen Blöcken
Flyschsandkalke	Helvetische Alpen	*	Besonders in Kalknagelfluhzonen verbreitet
Ölquarzit	Helvetische Alpen, Deckenflysch	*	Überall häufig, besonders Rigi, Roßberg, Toggenburg, Appenzell
Flyschmergelkalk	Helvetische Alpen, Deckenflysch, Allgäu, Vorarlberg	*	Allgemein verbreitet mit Chondritesarten, Taenidium Fischeri, Palaeodictyon singulare, Spongiennadeln, Foraminiferen
Habkerngranit	Exotische Blöcke im Wildflysch der helvetischen Alpen	+	Rote und grüne nicht selten in der Nagelfluh des Thunersee-Gebietes (Beck), anderswo nicht gefunden
Taveyannazsandstein	Helvetische Alpen, autochthoner Flysch	+	Sehr selten, am Rigi von Baumberger gefunden
Weißer Quarzsandstein	Helvetische Alpen	*	Häufig, aber nur zum Teil aus dem Flysch
Nummulitensandstein (kleine Nummuliten)	Helvetische Alpen, Wildflysch	+	Napf, Thunersee-Gebiet
Nummulitenkalke	do.	+	Mit vielen verschiedenen Nummulitenarten, Echinodermen, Pekten, Ostraeen
Nummulitengrünsand	Helvetische Decken	+	selten
Lithothamnienkalke	do.	+	Vereinzelt, weit verbreitet mit Lithoth. nummuliticum

* = häufig, + = vorhanden aber nicht häufig, ? = zweifelhaft, — = bisher nicht nachgewiesen, wahrscheinlich fehlend.

Gesteinsart	Anstehendes Vorkommen		Als Nagelfluhgerölle
	II. Helvetische Kreide		
Seewerkalk	Helvetische Alpen, Aare bis Rhein und Vorarlberg weit verbreitet	?	Kein sicheres Stück gefunden. Frühere Angaben beruhen auf Verwechslung mit ähnlichen Gesteinen des ostalpinen Lias
Gault (Grünsand)	do.	?	Zweifelhaft, jedenfalls sehr selten
Schrattenkalk	do.	?	Zweifelhaft, frühere Angaben sind Verwechslungen mit Klippenmalm. Nie Requienienkalk
Orbitulinakalk (Aptien)	do.	+	Sehr selten, St. Karli bei Luzern mit Orbitul. leuticularis
Kieselkalk (Hauterivien)	do.	+	Selten, am Schwarzflühli mit Belemnites pistilliformis
Echinodermenbreccien (Hauterivien)	Helvetische Alpen weit verbreitet	?	Überall ähnliche, aber die Bestimmung stets unsicher (Lias bis Eocän)
Valangienkalke oolithisch	do.	?	Häufig ähnliche, aber Bestimmung bis jetzt unsicher
	III. Jura und Trias der helvetischen Decken und der autochthonen Zonen		
Troskalk, Korallenkalk	Helvetische Alpendecken (Glärnisch) und autochthon (Tödi, Tamina)	—	Fehlt
Quintnerkalk (Hochgebirgskalk)	Helvetische Alpendecken und autochthon in ungeheurer Entwicklung und Verbreitung vom Rhein bis über Montblanc hinaus	?	Wahrscheinlich fehlend, die manchmal dafür gehaltenen Gerölle sind eher Virgloriakalk, rhätische Kalke, alpiner Muschelkalk
Schiltkalk (Argovien)	Verbreitung wie Quintnerkalk	—	Kein sicheres Stück gefunden, obschon leicht kenntlich
Eisenoolith des Dogger	Autochthon und helvetische Decken vom Rhein bis Rhone	—	Nicht gefunden
Eisensandstein des Dogger	do.	+	Äußerst selten (oberhalb Vitznau nach Arn. Escher, Loorenkopf-Zürichberg nach C. Escher-Heß)
Röthidolomit	do. und Gebiete der Gneisdecken	?	Nicht sicher, Rigi?
Andere erkennbare Gesteine dieser Gruppe	Helvetische Alpen	—	Nichts, was sicher auf solche zurückzuführen wäre
	IV. Helvetisches Perm		
Verrucano-Sericitgneis	Helvetische Decken und autochthon (Kantone Glarus, St. Gallen und Graubünden)	?	Selten und unsicher
Verrucano-Sernifit	Helvetische Decken (Kantone Glarus und St. Gallen)	—	Fehlt

* = häufig, + = vorhanden aber nicht häufig, ? = zweifelhaft, — = bisher nicht nachgewiesen, wahrscheinlich fehlend.

Gesteinsart	Anstehendes Vorkommen		Als Nagelfluhgerölle
V. Kreide und Jura der höheren Decken (Klippendecken, ostalpine Decken) und vom Südfuße der Alpen			
Couches rouges	Klippen (Mythen, Stockhorn und Préalpes)	+	Ziemlich selten, Zürichberg
Fleckenneocom	Klippen	+	Nicht selten, Thunersee
Biancone (weiße Majolika)	Klippen, Préalpes und Südseite der Alpen (Chiasso)	*	Sehr häufig, z. B. Goldau
Châtelkalk	Klippen und Préalpes	*	Sehr häufig am Rigi mit Korallen
Tithonkalk	Klippen	*	Häufig überall
Heller Radiolarienhornstein (Malm und Biancone)	Klippen und Südseite der Alpen	*	Überall sehr häufig
Roter und grüner Radiolarienhornstein (Malm)	Klippen, rhätische Decke, Graubünden, Südseite der Alpen	*	Massenhaft überall
Hornfluhbreccie	Klippen, Préalpes	+	Thunersee
Lias-Fleckenmergel	Ostalpine Decke östlich vom Rhein, SE-Graubünden	*	Häufig mit Fucoiden, Belemniten, Pentacrinus, Aegoceras capricornu, Arietites raricostatus
Manganschiefer und Mangankiesel	do.	+	Vereinzelt
Roter Adnetherkalk und Steinsbergkalk, rote Krinoidenbreccie des Lias	Ostalpine Decken, Vorarlberg, Allgäu, Nordtirol, Unterengadin, Südtessin	*	Häufig mit weißen Pentakriniten und Ammoniten
Dunkelgraue Krinoidenbreccie mit Brocken von Hauptdolomit	Vorarlberg, Allgäu, Nordtirol	+	Vereinzelt
Hornsteine, Spongite schwarz oder gebleicht	Lias, Südtessin (Monte Generoso)	*	Massenhaft überall
Blauer Lias-Spongienkalk	Vorarlberg, Tessin	+	Ziemlich häufig
Blutrote Hornsteine	Lias, Vorarlberg, Graubünden	*	Häufig
Grüne Bündnerschiefer	Vals, Oberhalbstein, Grünsteinzone im Wallis und Piemont	+	Nicht selten
Quarz aus Adern im Bündnerschiefer	Graubünden, Wallis	*	Überall verbreitet, oft auch von anderer Herkunft
VI. Trias der höheren Decken			
Oberer Dachsteinkalk (Lithodendronkalk)	Vorarlberg, Tirol, Allgäu, Ost-Graubünden	+	Gelegentlich mit Lithodendron und Terebrateln
Rhät. (Contorta-Schichten, Kössener Schichten, Gervillien-Schichten)	Tirol, Vorarlberg, Allgäu, Klippen, Stockhorn, Préalpes	*	Sehr häufig, oft mit Avicula contorta, Myophoria, Mytilus minutus, Cerithium, Corbis, Terebratula, Fischzähnen
Plattenkalk	Allgäu, Nordtirol	+	Nicht selten, mit Rissoa alpina
Hauptdolomit (unterer Dachsteinkalk) kristallin-körnig	Nordtirol, Vorarlberg, Allgäu, Graubünden, Südtessin (ostalpine Decken)	*	Massenhaft und fast überall

* = häufig, + = vorhanden aber nicht häufig, ? = zweifelhaft, — = bisher nicht nachgewiesen, wahrscheinlich fehlend.

Gesteinsart	Anstehendes Vorkommen		Als Nagelfluhgerölle
Raiblerschichten	Nordtirol, Vorarlberg, Allgäu, Graubünden, Südtessin (ostalpine Decken)	?	Zürichberg?
Wettersteindolomit (Esino-Dolomit)	do.	*	Häufig mit Gyroporella und mit Zinkblende
Muschelkalk (Virgloriakalk) (Schwarzer Kalkstein)	do.	*	Sehr häufig, früher oft mit Quintnerkalk verwechselt, in ganzen Schichten („Appenzeller Granit", Pfannenstiel)
Weißer Marmor	Graubündener marmorisierte Triaskalke	+	In der Gäbriszone oft getroffen
Buntsandstein (Grödener Sandstein)	Vorarlberg, Allgäu, Nordtirol, Graubünden	*	Häufig und weit verbreitet
Quarzite, weißer Quarzit, goldführend, früher zum Verrucano genommen	Wallis südlich der Rhone, zu den südlichen kristallinen Decken gehörend	*	Ununterscheidbar, massenhaft besonders im Napfgebiet und weiter herum
VII. Kristalline Silikatgesteine			
Granite mit rotem Orthoklas	Südalpen, Berninagebirge, Baveno, besonders Wurzelregion der rhätischen Decken bei Valperga und Cuorgna, Nordrand der Ivreazone (Argand)	*	In bunter Nagelfluh überall massenhaft
Granite mit grünem Plagioklas	Graubünden in den rhätischen Decken (Albula, Julier usw.)	*	Häufig im Thunersee-Gebiet
Granite mit weißem und grauem Feldspat	Ähnlich im Gasterntal?	*	Nicht selten am Thunersee
Gneisgranite	Gotthard, Montblanc	+	Selten, Thunersee-Gebiet
Puntaiglasgranit	Aarmassiv	—	Fehlen
Puntaiglassyenit	Graubünden	—	Fehlen
Greisen	Blöcke im Wildflysch?	+	Selten am Thunersee
Aplite	Überall im kristallinen Gebirge (Oberengadin, Aarmassiv usw.)	*	Massenhaft
Porphyre, zahlreiche Varietäten	Weit verbreitet in den Zentralmassiven und Zonen der kristallinen Schiefer, Lugano	*	Sehr häufig am Rigi und Roßberg, besonders vom Charakter der Luganeser
Tonalite	Südtirol	?	Keine sicheren Angaben
Diorite	In den rhätischen Decken (Graubünden) und in Zentralmassiven weit verbreitet	*	Überall verbreitet ohne Möglichkeit genauer Herkunftsbestimmung
Porphyrite	Silvrettamassiv	+	Überall, aber nie häufig
Dioritschiefer	Innere Alpen	+	Ziemlich selten, Napf
Gabbro	Rhätische Decken, Klippen, Oberhalbstein, Davos, Wallis	*	Häufig, oft mit Oberhalbsteinern und Iberg übereinstimmend
Variolite	Rhätische Decken, Graubünden (Schams, Davos usw.)	*	Überall sporadisch
Melaphyre	In Klippen und im Verrucano des Kantons Glarus	+	Selten, Loorenkopf, Zürichberg, Hörnli

* = häufig, + = vorhanden aber nicht häufig, ? = zweifelhaft, — = bisher nicht nachgewiesen, wahrscheinlich fehlend.

Gesteinsart	Anstehendes Vorkommen	Als Nagelfluhgerölle	
Spilite	Rhätische Decke, Graubünden	+	Nicht selten, Ütliberg, Entlebuch
Amphibolite und Hornblendegneise	Weit verbreitet in kristallinen Zonen	?	Nicht sicher gefunden
Serpentine	Graubünden, Wallis	+	Selten, Stoß, Ütliberg, Eritz, Entlebuch, Napf
Gneise	Ganze kristalline Alpen	*	Häufig
Glimmerschiefer	do.	+	Thunersee, Rigi
Porphyrkonglomerate	Luganersee usw.	+	Thunersee
Quarzite	Linsen, Stöcke, Gänge in kristallinen Gesteinen	*	Häufig, aber nach Herkunft nicht näher bestimmbar

* = häufig, + = vorhanden aber nicht häufig, ? = zweifelhaft, — = bisher nicht nachgewiesen, wahrscheinlich fehlend.

Fassen wir die Resultate dieser Aufzählung kurz zusammen.

α) In der Nagelfluh ganz oder beinahe fehlende Gesteine:

1. Verglichen mit den Gesteinen der jetzigen alpinen Talgebiete, vor welchen die Nagelfluh liegt, fehlen in derselben ganz oder fast ganz die Taveyannazgesteine, die nummulitischen Glauconitgesteine, der Troskalk, Quintnerkalk, Hochgebirgskalk überhaupt, es fehlen Schiltkalk, Eisenoolith, Röthidolomit. Unter den kristallinen Gesteinen fehlen alle sicher charakteristischen Abänderungen der nördlichen Zentralmassive wie Erstfeldergneis, Puntaiglasgranite, Puntaiglassyenite, Amphibolite von Aar- und Silvretta-Massiv, Windgälle-Porphyr. Die Gneisgranite des Aar-, Gotthard- und Montblanc-Massives sind zweifelhaft, jedenfalls sehr selten. Das heißt also: es fehlen die Gesteine der autochthonen Regionen.

2. Es fehlen aber weiter auch fast ganz oder sind doch sehr selten die Gesteine der helvetischen Decken, zu denen außer manchen den autochthonen identischen noch besonders hervorzuheben sind die Kreidegesteine wie Seewerkalk, Gault, Schrattenkalk, Kieselkalk, Valangienkalk, die Liasquarzite; der Verrucano, im besonderen das Sernifitkonglomerat, ist noch nicht in einem einzigen Gerölle in der Nagelfluh gefunden worden!

3. Es fehlen alle hochgradig dislokationsmetamorphen, in den Alpen doch so enorm verbreiteten Gesteinsabänderungen wie lineargestreckte marmorisierte Hochgebirgskalke und Schiltkalke, Echinodermenbreccien usw. des Linthgebietes, der Urserenzone usw. usw., flaserig gequetschte marmorisierte Seewerkalke des Säntisgebietes, die intensiv lineargestreckten Porphyre, Gneise usw. der Zentralmassive, die sericitisierten schiefrigen Gesteine, die Granat-, Zoisit- und Klintonitgesteine aller Arten und ähnliche mehr.

β) Hauptsächlichste Komponenten der Nagelfluh:

Gesteine der oberen helvetischen Decken sind nur sehr spärlich in der Nagelfluh, dagegen treffen wir nun massenhaft die Gesteine der höheren Decken, und zwar vor allem den Wildflysch der präalpinen oder lepontinischen Decken (Klippendecken, Brecciendecke, rhätische Decke) und der ostalpinen Decken.

Diese Decken sind mit Ausnahme des bis unter die helvetischen Decken eingewickelten Wildflysch aus den naheliegenden Gebieten der Alpen verschwunden bis auf wenige Klippen. Der Rand der ostalpinen Decken ist ganz gegen Osten und Süden zurückgewittert. Die Stellen, wo wir jetzt am sichersten das Anstehende der gleichen Gesteine finden, liegen vielfach jenseits der Wasserscheiden in Distanzen von 50—150 km östlich, südöstlich und südlich der ihre Gerölle enthaltenden Nagelfluh.

Die typischsten und als Nagelfluhgerölle häufigsten und verbreitetsten Gesteine dieser alpinen Gebirgsglieder sind:

Kalke, Sandkalke, Quarzite und Exotika, ferner Nummulitenkalke und Nummulitensandsteine des Wildflysch. Es ist sehr bezeichnend, daß gerade diese Gerölle in der Nagelfluh am Alpenrande durch ihre Größe und ihre unvollkommene Rundung auffallen. Sie sind nicht weit herbeigeschwemmt. Die Charakteristika des autochthonen Flysches dagegen, wie Taveyannazsandsteine und Nummulitengrünsande sind in der Nagelfluh äußerst selten. Es folgen, an Häufigkeit strichweise nicht nachstehend: weißer Biancone, helle Hornsteine des Biancone, rote Hornsteine teils dem Lias aus Vorarlberg und SE Graubünden, weit mehr noch den roten Radiolariten aus dem Malm (Südtessin und Klippen) identisch, massenhaft schwarze und entfärbte graue und braune Hornsteine, sehr oft identisch den Liasspongiten von Südtessin. Ferner: Liasfleckenmergel, rote Adnetherkalke (wie Unterengadin, Südtessin und Tirol). Die triasischen Dolomite und Kalke der Ostalpen und Südalpen in allen ihren Arten, vom Südrande der Alpen oder aus den ostalpinen Decken stammend, bilden strichweise über die Hälfte der Nagelfluhgerölle. Nicht häufig, aber sehr bezeichnend, sind Lithodendronkalk und Rhätschichten mit Avicula contorta, wiederum entsprechend den Klippen und ostalpinen Decken; außerdem ist recht häufig der ostalpine Grödenersandstein.

In der polygenen Nagelfluh sind massenhaft die Granite mit roten Feldspäten, viel weniger häufig solche mit grünen Feldspäten. Die ersteren kommen jetzt noch ähnlich in den südlichen Teilen der Alpen vor, so im Berninagebirge (Piz Languard), Bormio, Baveno. Besonders charakteristisch finden sie sich nach Argand in der Wurzelzone der rhätischen Decke anstehend bei Cuorgna und Valperga in Italien nördlich vom Nordrande der Ivreazone. Es ist wohl möglich, daß diese roten Granite von dort weg früher noch ein Stück weit nördlich in den Kern der rhätischen Decke sich erstreckt haben. Die grünen Granite finden sich in inneralpinen Teilen der rhätischen Decke (Albula, Julier, Unterengadin), fehlen aber ganz in den nördlichen Zentralmassiven. Einzig der Gasterngranit aus den letzteren scheint in der Nagelfluh nicht absolut ausgeschlossen. Manche Porphyre der polygenen Nagelfluh gleichen Abänderungen vom Südabhang, besonders den Luganesern, Variolite Gabbro und Serpentine denen von Oberhalbstein und Wallis (rhätische Decken, Decken der Grünsteine), Porphyrite solchen aus Gängen des Silvrettamassives (Kern der ostalpinen Decke). Die Diorite sind in der Nagelfluh wie im Anstehenden gleich allgemein verbreitet, ohne daß man bis jetzt bestimmte Heimatsorte unterscheiden könnte. Also auch von den kristallinen Silikatgesteinen der Nagelfluh gilt das gleiche wie von den Sedimenten: Die nach Herkunft mehr

oder weniger bestimmbaren stammen nicht aus dem Autochthonen und nicht aus tieferen Decken, sondern aus den höheren Decken (Klippendecken und ostalpine Decken) und besonders deren Wurzelregionen.

Zur Zeit der Abschwemmung der Nagelfluh waren die autochthonen Gebirgsmassen und die helvetischen Decken noch größtenteils in der Tiefe und lagen noch unabgedeckt; dagegen waren die ostalpinen Decken und die Decken der Klippen samt dem Wildflysch der Denudation zum Teil bis an ihre Wurzelregionen schon preisgegeben. Vielleicht waren manche der Muttergesteine vieler Nagelfluhgerölle in unseren zentralen und südlichen Alpen vorhanden, sind aber gänzlich durch Abwitterung verschwunden und in Gerölle, Sandsteine und Tone aufgelöst und deshalb nicht mehr zu finden — was anstehend geblieben ist, sind nur die später abgedeckten etwas anderen tiefergelegenen Abänderungen. Höchst auffallend und bedeutungsvoll ist die Tatsache, daß die kristallinischen Silikatgesteine der Nagelfluhgerölle und auch die sedimentären Gesteine so wenig Dislokationsmetamorphose zeigen! Man sucht lange vergeblich nach einer „mylonitisierten", schiefrigen sericitdurchsetzten Abänderung oder einem Stück mit Fältelung, Linearstreckung, einem gestreckten Cippolin und dergleichen. Das bedeutet doch wohl, daß die Gerölle der Nagelfluh oben abgewittert und gewandert sind, bevor die tieferen seither entblößten Teile des Muttergesteines die letzte stärkste Quetschung erfahren haben. Oligocän und Miocän lösten sich vom Muttergestein ab und wurden am Nordrande angespült, aber erst nach Miocän drängte der Dislokationsschub die Wurzeln der alpinen Falten zusammen und metamorphosierte ihre tieferen Teile. Jetzt stehen wir vor der schwierigen Aufgabe, das der Dislokationsmetamorphose noch eben entwischte Gerölle mit dem tiefer eingefalteten, erst seither dadurch umgewandelten und viel später abgedeckten Muttergestein vergleichen zu sollen. Die wenigen Nagelfluhgesteine, welche Spuren von Dislokationsmetamorphose zeigen, mögen dieselbe sogar aus hercynischer Faltungszeit mitgebracht haben.

Überall in der Nagelfluh tritt uns der relativ sehr große Reichtum von Quarziten, Hornsteinen und ähnlichen Quarzgesteinen entgegen. Das sind die resistenzfähigen, durch „Auslese" in relativ größerer Zahl erhalten gebliebenen festen Knollen aus den Sedimenten. Alpine Sedimente enthalten als Konkretionen solche Quarzgesteine sehr häufig und in den verschiedensten Stufen. Vielfach ähneln sie einander. Wir kennen Hornsteinkonkretionen aus dem oberen Schrattenkalk, dem Neocomien, Valangienkalk, Quintnerkalk, in den Südalpen (Tessin) aus Biancone, Malm und Lias, in den östlichen und inneren Alpen finden sie sich im Lias usw. Es ist nicht immer möglich, einen Lyditknollen aus dem helvetischen Neocomien von einem solchen aus dem Quintnerkalk oder einen hellen Hornstein aus dem Malm des Jura oder dem Klippenmalm der Alpen von einem solchen aus der weißen Majolika des Südtessin zu unterscheiden. Mikroskopische Unterschiede sind nicht immer nachweisbar. Zudem treten allerlei Verfärbungen hinzu. Den Feuersteingeröllen der Nagelfluh ist also zu einem großen Teile nicht sicher ihre Heimat anzuweisen. Allein eine ebenfalls große Zahl sind nach ihrem Ursprung erkennbar. Wenn wir in ungeheurer Menge durch die Nagelfluh der Ostschweiz und der Rigigruppe die roten Malmradiolarite des Südtessin sicher feststellbar finden, so müssen wir bedenken, daß

dieses Gestein anstehend einst in einer ausgedehnten Decke über den Monte Generoso über die Luganeserberge bis an den Julier und in einzelnen Fetzen sogar bis an die Klippen des Vierwaldstättersee gereicht hat. Ebenso sicher ist die Feststellung der schwarzen Spongitit-Lydite in der östlichen und zentralen Nagelfluh der Schweiz als Lias des Monte Generoso, der einst auch viel weiter nördlich gereicht haben muß. Mit den Quarziten verhält es sich etwas ähnlich; es ist oft nicht möglich, die Quarzite des Carbon, Perm, der Trias, des Lias und des Eocän zu unterscheiden. Aber auch sie gehören zu den aushaltenden, durch Auslese in einem Schlemmprodukt sich relativ mehrenden Gesteinen.

Im Großen wie oft im Kleinen ist in der Nagelfluh eine schwarmweise Verteilung verschiedener Geröllarten deutlich. Allein die Untersuchungen hierüber reichen noch lange nicht aus, um die Stromgebiete der damaligen Zeit abzugrenzen und ihre Verschiebungen zu erkennen. Ich mache nur beispielsweise einige der bezüglichen Erscheinungen namhaft:

Früh hat zuerst auf den Wechsel in der Geröllherkunft bei verschiedenen Nagelfluhgruppen hingewiesen und denselben verfolgt. Baltzer betont den lokalen Charakter vieler Nagelfluhbildungen, H. Frey und Beck geben dafür weitere Beispiele. Die von letzteren in der Gegend von Thun gesammelten und beschriebenen Arten von Graniten, Porphyren, Gabbro finden sich zum Teil in der Nagelfluh der Ostschweiz nicht wieder, dafür andere. Die Gerölle der Emmentaler Nagelfluh sind vielfach andere als diejenigen des Thunersee. Die Habkerngranite sind fast nur am Thunersee gefunden, die große Flut der Walliserquarzite gehört fast nur dem Napfgebiete an, nach Osten nimmt sie rasch ab. Im Gebiete von Rigi und Roßberg fand Kaufmann keine grünen Granite, keinen Gabbro, während solche östlich der Linth häufig sind. C. Escher-Heß fand Melaphyre am Zürichberg und Hörnli (Tößtal) nicht selten, weiter östlich sollen sie fehlen. Die westlichen Nagelfluhregionen enthalten wenig, der Rigi mehr und die Toggenburger und Appenzeller Nagelfluh massenhaft, sogar vorherrschend, ostapine Dolomite und Kalksteine, Gotthardgranite fand Früh am Thunersee, am Rigi fehlen sie usw.

Escher hatte schon 1846 Nagelfluhgerölle mit Tiroler-Trias identifiziert. Studer und Escher haben hervorgehoben, daß viele den Gesteinen der helvetischen Alpenzonen fremde Gerölle der Nagelfluh aus den Gesteinen der Stockhornzone, heute sagen wir: aus Decken der Präalpen (Klippen- bis rhätische Decke), abgeleitet werden können. Quereau und in der Folge Steinmann, Schmidt und andere wollten die ganze Nagelfluh aus dem Zerfall der Klippendecke, die einst über die ganzen helvetischen und autochthonen Zonen sich ausgebreitet hatte, ableiten. Es ist dies recht naheliegend und erklärt zugleich das spärliche Vorkommen helvetischer Gesteine in der Nagelfluh, denn es mußten eben erst die Klippendecken durchlöchert und weggeräumt sein, bis die Denudation die helvetischen Alpengesteine erreichen konnte. Diese letzteren finden wir dafür dann vorherrschend in den Schottern des Diluviums. Beck („Beiträge“ 59) geht noch weiter, indem er fast nur seine „Niesen-Habkerndecke“ = Wildflysch für die Gesteinslieferung an die Nagelfluh verantwortlich macht. Für die Umgebung des Thunersees mag dies vielleicht annähernd richtig sein, nicht aber in seiner Verallgemeinerung.

Auch ich bin überzeugt, daß ein sehr großer Teil der Nagelfluh in dieser Art abzuleiten ist. Es gibt hier und da Stellen, die ganz besonders für diese Auffassung sprechen. So z. B. treffen wir bei Sigriswil (Thunersee) lokal eine sehr großblockige Nagelfluh aus „exotischen“ Geröllen, die nicht weit herbeigeschwemmt

sein können und den Blöcken des Wildflysch entsprechen. Allein bloß mit Abwitterung und Verschwemmung der fertigstehenden, in den letzten Resten noch in den gleichen Flußgebieten liegenden Decken der Klippen kommen wir doch zur Erklärung der Nagelfluh nicht aus, denn:

1. Gesteine, die in den Klippen sehr spärlich vorkommen, sind in der Nagelfluh oft massenhaft vorhanden, so besonders die Gesteine von ostalpinem und südalpinem Typus (Dolomite, Radiolarite, Spongitite usw.), und umgekehrt.

2. Von einer Anzahl der Nagelfluhgeröllgesteine ist in den gebliebenen Klippen keine Spur zu finden (Granite, Porphyre). Einige derselben treffen wir erst weit südlich in der Nähe der Wurzelregion der Klippendecken, sie reichten wohl niemals weit nach Norden hinaus, und von dort war noch ein weiter Weg der Abschwemmung erforderlich.

3. Nagelfluh wurde schon oligocän oder zu Beginn des Miocän am Nordrande der Alpen angeschwemmt, während die Klippendecken wahrscheinlich damals noch gar nicht bis über die helvetischen Zonen vorgerückt waren.

4. Weiter kommt hinzu ein Verhältnis, auf das Früh sehr genau geachtet hat: Nur bei Gesteinen näherer Herkunft findet man in der Nagelfluh gelegentlich sehr große und unvollkommen gerundete Gerölle, so von Flyschkalken, Flyschsandsteinen. Von anderen Gesteinen dagegen sind die Gerölle alle sehr gut gerundet und relativ gleichmäßig klein. Dies gilt z. B. von südostalpinen Dolomiten, von Radiolarithornfels und besonders von den roten und grünen Graniten und Porphyren. Ihre Rundung und ihre geringe und gleichmäßige Größe beweist Flußtransport aus großer Entfernung.

Mir scheint also, daß die Klippendecken im weitesten Sinne zusammen mit dem Wildflysch allein die Nagelfluh nicht erklären. Mindestens müßten wir noch die Abwitterung der ostalpinen Decken mit in Anspruch nehmen. Wohl durchtalten die aus dem SE der Alpen kommenden miocänen Flüsse auch die in langsamer Bewegung begriffenen Decken und mischten hier die Trümmer derselben mit denen der Süd- und Ostalpen. Der wievielte Teil der Reise eines Klippensteingerölles der Nagelfluh tektonisch anstehend als Klippenschub vollzogen worden ist, der wievielte Teil dazu durch Wellenschlag und Strom, das können wir noch nicht bestimmen.

Gerölle wie größere Blöcke ganz fremder rätselhafter Herkunft, aber meistens verschieden von den Gesteinen der Klippen und der Nagelfluh, werden wir später aus dem alpinen Flysch zu beschreiben haben. Mir scheint, die beiden Phänomene der exotischen Gerölle im Flysch und der Gerölle in der Nagelfluh sind zeitlich und ursächlich durchaus getrennt. Exotische Gerölle sind ferner in den Klippen, und zwar im Dogger der Pléyadeszone bei Bulle, im Callovien des Stanserhorn gefunden. Das ist Exotisches im Exotischen, also doppelt exotisch. An letzterem Orte sollen nach Tobler und Schmidt Granite und Porphyrgerölle identisch mit solchen der Nagelfluh sein. Die prachtvollen Porphyrgerölle in den Parkinsoni-Eisenoolithen und im Opalinusschiefer der Windgälle, also in der autochthonen Alpenzone, stammen vom unmittelbar anlehnenden Windgälleporphyr, sind also nicht exotisch, allein dieser Porphyr ist in der Nagelfluh auch noch niemals gefunden worden. Ebenso

stimmen die Gerölle der sonderbaren triasischen Konglomerate und Breccien der ostalpinen Decke im Schams (Graubünden) anscheinend nicht überein mit den Gesteinen der Nagelfluhgerölle, aber zum Teil mit den Gesteinen der naheliegenden Decken (Rofnaporphyroid, Taspinitgranit usw.).

Was eine künftige Forschung uns noch für Aufklärung bringen mag, so viel ist sicher, daß die subalpine tertiäre Nagelfluh der Schweiz aus den ursprünglich südlicheren Zonen der Alpen stammt und von dort zuerst teils durch Deckenschub, dann durch Abspülung hierher gelangt ist und am Alpennordrande liegt als der tertiäre Schutt der jungen beginnenden Alpen, der schließlich von ihrer Bewegung selbst noch mitergriffen worden ist und an welchem die letzte alpine Deckenbewegung strandete.

Oft springt uns sehr auffallend der Gegensatz der tertiären Nagelfluh mit den diluvialen oder rezenten Konglomeraten in die Augen, besonders da, wo sie alle dicht beieinanderliegen oder gar sich berühren: die tertiäre Nagelfluh aus fremden Geröllen, die Diluviale aus den gleichen einheimischen Geröllen gebildet, die der Fluß oder ein Gletscher jetzt noch bringen könnten und die im zugehörigen Sammelgebiet jetziger Oberflächengestaltung vorkommen (vgl. später Ütliberg).

c) Besondere Erscheinungen an den Nagelfluhgeröllen.

Die Nagelfluh, besonders diejenige der subalpinen Zone, birgt noch eine ganze Anzahl merkwürdiger Erscheinungen, die wir hier der Reihe nach besprechen wollen.

1. „Die Eindrücke".

Die „Eindrücke", an löslichen Geröllen, das Kleinere in das Größere eingreifend, Zwischenhaut, kein mechanisches Einpressen, Sekretion zwischen den Geröllen, der Eindruck eine chemische Auflösung durch Desaggregation erleichtert, zusammengefaßte Erklärung, hohle Geschiebe.

In horizontalgelagerter wie in dislozierter Nagelfluh finden wir, zuerst 1825 von Hirzel namhaft gemacht, die sogen. „Eindrücke". Ein Geröll greift dicht anschließend in eine entsprechende Vertiefung des benachbarten Gerölles hinein. Einige Beispiele zeigt uns Figur 3. Man findet Gerölle mit drei, vier und mehr Eindrücken sehr häufig. Größere Gerölle mit 10 bis 20 Eindrücken sind nicht selten. Es kommen auch deren noch mehr an ein und demselben Geröll vor. Der Eindruck kann kaum angedeutet sein. Gewöhnlich ist er einige Millimeter tief, aber manchmal wird er 10 mm, sogar 2 cm tief. Die Eindrücke treten scharenweise auf. Hier und da gibt es Schichten in der Nagelfluh, wo fast alle Gerölle ringsum mit Eindrücken besetzt sind, in anderen suchen wir sie vergebens. Sie sind vom Vorarlberg bis an den Genfersee gefunden worden. Wir reden hier nicht von den vielen versuchten und mißglückten Erklärungen, sondern geben in möglichster Kürze die Resultate, zu denen schließlich die eingehenden Beobachtungen Schritt für Schritt geführt haben. An dieser Erkenntnis haben sich beteiligt Deicke, Lartet, Blum, Studer, Favre, Schalch, Gilliéron, Gutzwiller, Alb. Heim, Mühlberg und besonders Früh.

Die „Eindrücke" finden sich nur in Geröllen löslicher Gesteine, vor allem prachtvoll in Kalksteingeröllen und Dolomitgeröllen, dann in tonigen Kalken,

sandigen Kalken usw. In quarzitischen Geröllen sind sie nur undeutlich. In Granitgeröllen finden wir nur hier und da Vertiefungen ohne scharfe Ränder, vielleicht eine Erscheinung anderer Art. Dagegen braucht das Geröll, das im Eindruck steckt, nicht löslich zu sein. Quarzite, Amphibolite, Hornsteine, Granite können Eindrücke an kalkigen Geschieben erzeugen, aber nicht umgekehrt.

Die Gerölle können an ihrer Außenfläche schön glatt sein; die konkave Oberfläche des Eindruckes und ebenso die konvexe Oberfläche des darin steckenden Gerölles sind aber weitaus in der Mehrzahl der Fälle rauh erodiert, hier und da

Fig. 3.
Nagelfluhgerölle mit sogenannten „Eindrücken".

sogar mit ineinander sich verzahnenden stylolithischen Unebenheiten versehen, und die Abnutzung auch des eindrückenden Geschiebes nimmt mit der Tiefe des Eindruckes deutlich zu, während sie bei wenig tiefem Eindruck kaum sichtbar ist. Glättung an der Hohlfläche des Eindruckes oder an dem eingedrungenen Geschiebe ist nicht häufig und fast nur dann zu finden, wenn ein unlösliches Gesteinshäutchen sich dazwischen eingestellt hat. Bei Geröllen ähnlicher kalkiger Beschaffenheit, die sich gegenseitig Eindrücke gemacht haben, steckt ausnahmslos das kleinere Gerölle in dem größeren, oder genauer ausgedrückt: das Gerölle mit an der Berührungsstelle kleinerem Krümmungsradius dringt ein in das Gerölle mit größerem Krümmungsradius seiner Oberfläche. Ein und dasselbe Gerölle kann von kleineren Eindrücke empfangen haben und selbst in ein größeres eingedrungen sein.

Nur selten sind die Fälle von Ineinandergreifen von Geröllen wesentlich verschiedener Gesteinsart. Bei gleichem Krümmungsradius der Berührungsstelle finden wir dann das zähere oder schwerer lösliche Gerölle eingreifend in eine nach ihm geformte Vertiefung des spröderen, splittrigeren oder löslicheren Gesteins. Nur sehr selten konnte ich beobachten, daß bei starker Differenz der Gesteine das flacher gekrümmte im schärfer gekrümmten einen Eindruck oder richtiger eine Abplattung erzeugt.

Bei sehr frisch und gut erhaltenen „Eindrücken" findet man den Rand des Eindruckes oft fast messerscharf und den Eindruck ausgekleidet mit einer dünnen tonigen oder tonigsandigen, oft roten eisenschüssigen Haut, die als Zwischenhaut zwischen dem eingedrückten und dem eindrückenden Geschiebe liegt. Die Haut zeigt, besonders nahe am oberen Rand des Eindruckes, oft feine glänzende Rutschflächen. Ausnahmsweise sieht man solche auch an den Randwandungen des Eindruckes selbst. Wenn Häutchen den Eindruck auskleiden, so ist das „eingedrückte" Geschiebe stets selbst tonhaltig, kieselig oder eisenschüssig. Eine quantitative Bestimmung der unlöslichen Bestandteile des eingedrückten Gerölles, Herauspräparation der genannten Zwischenhaut und Messung des Volumens des Eindruckes führen dann zu dem Resultate, daß die Zwischenhaut dem nichtlöslichen Teil von Gestein entspricht, das früher den Eindruckhohlraum erfüllt hatte.

Eine Anzahl von Dünnschliffen durch noch zusammenhaftende ineinandergreifende Gerölle haben mir ergeben, daß kein mechanisches Ineinanderquetschen vorliegt. Allfällige feine Schichtung oder Schieferungslinien des „eingedrückten" Gerölles werden in der Nähe des „Eindruckes" nicht eingedrückt; solche Linien gehen geradlinig fort bis an den Eindrucksrand, setzen hier aus, und in unverschobener Richtung setzen sie jenseits der Eindrucksbucht wieder fort, wie Figur 4 zeigt. Die Struktur des Geschiebes in der Randzone des Eindruckes zeigt nicht die geringste Veränderung, die auf mechanisches Einpressen schließen ließe. Die Oberfläche des Gerölles rings um den Eindruck herum hat keine Spuren eines Aufquellens, wie es ein Eindrücken kompensieren sollte. Der Eindruck ist also nicht eine mechanische Materialverschiebung, sondern es handelt sich um einen Materialverlust, der sich bemißt durch das Hohlvolumen des Eindruckes, vermehrt um die meist wenigstens in geringem Maße erkenntliche schwache Abnutzung auch des eindrückenden Geschiebes.

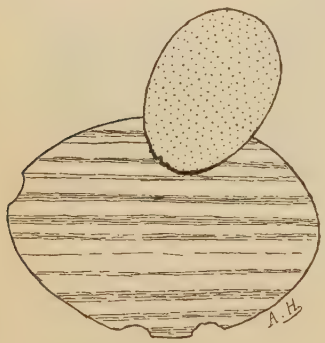


Fig. 4.
Schnitt durch einen „Geröll-eindruck". Die dickere schwarze Linie zwischen den beiden Geröllen bezeichnet die Haut aus unlöslichem Rückstand des größeren Gerölles.

Endlich ist sehr bemerkenswert, daß die guten tiefen Eindrücke in Schichten, wo die Zwischenräume der Gerölle von vornherein mit feineren Geröllen und Sand dicht erfüllt waren, nicht auftreten. Da finden wir nur etwa ganz kleine Geschiebe und Sandkörner in die Geröllloberflächen etwas eingreifend. Die guten tiefen Eindrücke gehören stets Nagelfluhschichten an, bei welchen die Zwischenräume

der Gerölle anfangs größtenteils leer waren und später erst mit Sekretionen — fast immer nur mit Calcit — gefüllt worden sind.

Aus allen diesen Beobachtungen geht nun mit Bestimmtheit hervor, daß die „Eindrücke" keine direkt mechanische Erscheinung, also eigentlich keine „Eindrücke" sind. Sie sind nur mechanisch veranlaßt, aber der Vorgang selbst ist eine chemische Auflösung. Wenn die Last der überliegenden Massen auf eine Schicht von löslichen Geröllen ohne Füllung der Zwischenräume drückt, so konzentriert sie sich auf die wenigen Berührungspunkte der Gerölle. Das schärfer gekrümmte Gerölle desaggregiert am Berührungspunkte das stumpfere Gerölle. Eine Menge mikroskopisch feiner Rißchen entstehen radial vom Druckpunkt ausgehend, eine Art Zermalmung hat sich eingestellt und arbeitet weiter. Kohlensäurehaltiges Wasser sickert durch und findet nun diese Stellen zur Auflösung am besten mechanisch vorbereitet. Der unlösliche Rückstand bildet allmählich eine Zwischenhaut, der gelöste Calcit dagegen setzt sich gleichzeitig als Bindemittel in die Lücken der Gerölle. Der Prozeß geht so lange weiter, bis durch diese Umlagerung alle Hohlräume verschwunden sind und nun der Druck sich nicht mehr auf einzelne Berührungspunkte der Gerölle allein konzentriert. Zudem wird dabei dem Wasser mehr und mehr der freie Zutritt verwehrt. Auch die Erscheinung, daß bei tiefen Eindrücken auch das eindringende Geschiebe angegriffen wird und stylolithische Verzahnung eintreten kann, ist verständlich, denn die Wirkung der ungleichen Krümmungsschärfe der ursprünglichen Berührungsstellen verliert sich allmählich mit dem Eindringen.

Im ganzen handelt es sich somit um eine Vermehrung der Löslichkeit durch feine Desaggregation an Punkten der Druckkonzentration. Die Wirkung gelangt allmählich zum Abschluß und ist in den tertiären Nagelfluhen der Schweiz längstens zum Stillstand gekommen, während anderseits die entsprechende Erscheinung in den diluvialen Konglomeraten noch nicht sich ausbilden konnte, vielleicht überhaupt nie weiter gehen wird, weil die Druckbelastung dafür zu gering ist. Dort treffen wir dafür andere, später zu erwähnende Erscheinungen.

Vergleicht der Leser nun nochmals mit unserer Erklärung der „Eindrücke" alle oben angeführten, durch die Beobachtung festgestellten Tatsachen, so wird er die volle Übereinstimmung beider erkennen.

An die Eindrücke, die eine äußere Auslaugung der Gerölle darstellen, schließen sich auch Auslaugungen an, die das Innere der Gerölle betreffen und die Rinde verschonen, so daß hohle Gerölle entstehen. Dieselben sind in der diluvialen Nagelfluh (Deckenschotter und auch Hochterrasse) ganz gewöhnlich, in der Molassenagelfluh aber recht selten und an wenige Lokalitäten gebunden. Solche sind Gäbris (Früh), NE Benken, N Hüntwangen, Albis bei Punkt 903 m (R. Frei), Napfgebiet hohle Gerölle mit Eindrücken (Erni). Auf die „hohlen Gerölle" wollen wir im Abschnitt Diluvium eintreten.

2. Diagenetische Glättung und Streifung.

Schon unsere Betrachtungen über die „Eindrücke" der Nagelfluhgeschiebe haben uns ein Zusammengehen der ganzen Masse während ihrer Diagenese gezeigt. Verfestigung von unterliegenden Sandsteinen und Tonen bedingt ebenfalls ein langsames

Sintern des ganzen Gebildes. Sobald bei hohem Schweredruck in diesen Sinterungsbewegungen Ungleichheiten von Gerölle und Umhüllung eintreten, entstehen feine Rutschflächen, seidenglänzende Glättungen an den Geröllen, und zwar besonders an den steil zur Schichtung gestellten Teilen der Geröllloberflächen. Relative Bewegungen von kaum einigen Millimetern haben sie erzeugt. In der Technik treffen wir hier und da auf feine Rutschspiegel, die uns beweisen, daß es nicht längerer Bewegungs-

Fig. 5 a.
Nagelfluhgerölle mit „Eindrücken" und Dislokationsumformung von St. Gallen.

wege bedarf, um sie zu erzeugen, wenn nur der Druck gewaltig ist. Ein Bewegungsweg von einem Millimeter kann eine Fläche von vielen Quadratmetern streifig polieren. Auch in der ungestört horizontal liegenden Nagelfluh (z. B. Kalknagelfluh am Pfannenstiel - Zürichberg, Salen bei Steckborn usw.) gibt es Bänke, wo fast alle Gerölle spiegeln. Kleine Quetschungen sind nicht selten, kleine Eindrücke stellenweise glänzend. Diese Erscheinungen, die ähnlich, wenn auch selten, in diluvialen Geröll-

lagern auftreten, finden sich an zahlreichen Stellen in ungestört gelagerter Nagelfluh. Sie dürfen nicht verwechselt werden mit den viel schärferen Rutschstreifungen, die wir dann nur in der dislozierten Nagelfluh finden und die natürlich sich mit der feinen diagenetischen Rutschglättung kombinieren können.

Diese Erscheinungen der diagenetischen Streifungen kombinieren sich auch mit den „Eindrücken", die ja selbst eine diagenetische Erscheinung sind. Wenn aber Streifung, das ist Folge von Bewegung, mit Eindrücken und ähnlichen Auflösungsvorgängen zusammen vorkommt, so zeigen sich die Streifen nicht glänzend poliert, sondern matt, und sie erinnern dann mehr an die Stylolithen und nähern sich solchen. Oft ist dann die Streifung an verschiedenen Stellen des Gerölles ungleich gerichtet und manchmal gekrümmt. Am häufigsten ist dies an Geröllen der sogen. Juranagelfluh zu sehen. Unsere spätere Fig. 7 zeigt ein solches Gerölle.

3. Dislokationsumformung.

In der stark dislozierten Nagelfluh treten neue intensive Umformungen der Gerölle hinzu als Quetschungen, Durchscherungen, schuppenförmige Übereinanderschiebungen der gescherten Stücke der Gerölle. Besonders auffallende Erscheinungen treten dann auf, wenn Gerölle mit Eindrücken durch Dislokation aneinander ver-

Fig. 5 b.
Nagelfluhgerölle mit Quetschungen und Verschiebungen aus der dislozierten Nagelfluh von St. Gallen.

schoben werden. Die Prüfung solcher Stücke zeigt unzweideutig, daß die „Eindrücke" älter sind als die Dislokation. Das eingreifende Geschiebe ist dann unter hohem Druck nach einer Seite ausgeschoben und hat den Eindruck wie mit einem Hohleisen dorthin geöffnet. Im Bewegungsschatten hat sich manchmal, als an der Stelle geringsten Druckes, Calcit abgesetzt. Der halbseitig zurückgebliebene Eindruck

ist noch rauh, der Weg aber ist mit glänzenden Rutschstreifen und Furchen gepflügt. Die Rutschstreifen gehen fast durchweg in der Gefällsrichtung der aufgerichteten Bänke. Die Häufigkeit und Intensität der Geröllumformungen steht aber durchaus nicht in Proportion zum Aufrichtungswinkel der Schichten. So zahlreiche starke Deformationen, wie wir sie an der großen Mehrzahl der Gerölle in der ca. 20—25° fallenden Nagelfluhzone südlich von St. Gallen finden, trifft man kaum wieder in der steiler aufgerichteten Nagelfluh näher am Alpenrande (Guzwiller und Früh). Es scheint, daß die Nagelfluh die stärkste, geröllde formierende Stauung in der Übergangsregion der dislozierten gegen die stehengebliebene Molasse erfahren hat. Das ist gewissermaßen die Stauung der alpinen Bewegung überhaupt am stehenden Vorlande gewesen. Fig. 5 a und b geben photographische Bilder einiger durch Dislokation deformierter Nagelfluhgerölle. Sämtliche stammen aus der Umgebung von St. Gallen, ebenso wie die in meinem „Mechanismus der Gebirgsbildung" Atlas Taf. XIV Fig. 12 und Taf. XV Fig. 2 abgebildeten. Die geologische Sammlung der eidgen. techn. Hochschule in Zürich besitzt eine große Menge prachtvoller Stücke dieser Art, die das Ausgangsmaterial für eine eingehendere Studie dieser Erscheinung bilden könnten.

2. Nagelfluhen der Juraregion.

Übersicht, a) Elsgauer Nagelfluh (Stampien); b) aquitane Nagelfluh; c) bunte alpine Nagelfluh (Vindobonien), ihre Verbreitung; d) Aargauer Juranagelfluh, Ausbreitung, Geröllgehalt, weitere Eigenschaften, geborstene Gerölle, hohle Geschiebe, Eindrücke, stylolithische Streifungen; Unterlage der Juranagelfluh, Alter sarmatisch; Dislokation der Juranagelfluh; Vorkommnisse im Berner Jura, Basler Jura, Aargauer Jura am Randen und im Höhgau, schwäbische Alb.

Literatur:

J. Früh, Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschriften der schweizer. naturf. Ges. 1887.
Steinmann, Die Nagelfluh von Alpersbach im Schwarzwalde. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. 4, 1889.
L. Rollier, Terrains tertiaires du Jura bernois (Partie méridionale). Eclog. geol. Helvetiae Bd. 3, 1892.
L. Rollier, Terrains tertiaires du Jura bernois (Partie septentrionale). Eclog. geol. Helvetiae Bd. 4, 1893.
Douxami, Le Tertiaire des Environs de Ste. Croix. Eclog. geol. Helv. Bd. 4, 1896.
L. Rollier, Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge Lief. 8, 1898.
L. Rollier, Über das Verhältnis von Helvétien zum Randengrobkalk in der Nordschweiz. Zentralblatt f. Mineralogie, 1903.
Baumberger, Über die Molasse im Seeland und im Bucheggberg. Verhandl. der naturf. Ges. in Basel Bd. 15, 1904.
F. Mühlberg, Erläuterungen z. geol. Karte des unteren Aare-, Reuß- und Limmattales, 1905.
E. Schaad, Die Juranagelfluh, Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge Lief. 22, 1908.

Übersicht.

Wie früher schon betont wurde und auf Taf. IV und Fig. 6 dargestellt ist, reicht die subalpine Nagelfluh in einigen Schichtkomplexen namentlich von den vorspringenden Deltas des Napf und des Tößstock weg weit in die Ebene hinaus und bis in den Jura. Die Austernagelfluh des Belpberges, des Berner Seelandes, des südlichen Aargaues sowie die schlecht verkitteten Geröllagen von Killwangen, Baden, Ehrendingen stellen eine Brücke her zwischen der bunten Nagelfluh im

Alpenvorland und derjenigen im Jura. Allerdings ist diese Brücke lückenhaft, und auch im Jura selbst treffen wir heute die Nagelfluhbildungen nicht mehr in der weiten und zusammenhängenden Ausbreitung wie am Fuße der Alpen, sondern als zerstreute Erosionsrelikte erhalten, namentlich in den Synklinalen. Diese heute getrennten Vorkommnisse haben einmal alle mehr oder weniger zusammengehangen. Sie sind als ziemlich einheitliche Gerölldecke alpinen Ursprungs gebildet worden zu einer Zeit, als die Juraregion noch nicht gefaltet war. Zu dieser bunten Nagelfluh gesellen sich im Jura fast reine hellgelbe Kalkkonglomerate; sie führen weitaus vorwiegend Gerölle jurassischer Gesteine des Jura und vom Südabhang des Schwarzwaldes, dann solche der germanischen Trias und vereinzelt Vogesen- und Schwarzwaldgranite, was alles auf eine Herkunft von Norden weist. Man unterscheidet so im Jura schon lange eine „bunte Nagelfluh" oder „poudingue polygénique" mit Geröllen alpiner Herkunft von den Kalkkonglomeraten, in denen alpine Gerölle fehlen und die man kurzweg, aber leider zweideutig als „Juranagelfluh" bezeichnet hat.

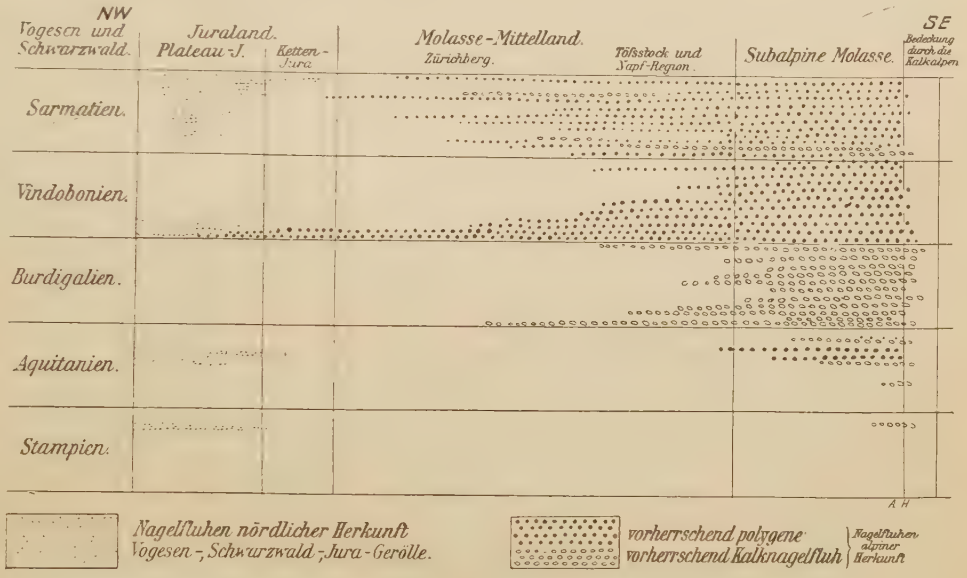


Fig. 6.

Schema über die vertikale und horizontale Ausbreitung der Konglomerate (Nagelfluhen) in der Molasse.

Die Nagelfluh der Juraregion läßt sich auch chronologisch gliedern. Petrefaktenreiche Mergel und Kalke trennen die zum Teil selbst fossilführenden verschiedenen Konglomeratlagen. So können wir hier, was bei der subalpinen Nagelfluh nicht möglich war, verschiedene scharf getrennte Nagelfluhniveaus unterscheiden, nämlich:

a) Nagelfluh des Stampien, Kalknagelfluh, „Elsgauer" oder Pruntruter Juranagelfluh", „Gompholithe d'Ajoie", Konglomerat aus jurassischen Kalkgeröllen.

b) Nagelfluh des Aquitanien, Delsberg, Bourogne (Montbéliard), ebenfalls Kalknagelfluh aus jurassischen Kalkgeröllen.

c) Nagelfluh des Vindobonien, bunte oder polygene Juranagelfluh, weit verbreitet, mit Beimischung von Geröllen aus Alpen, Vogesen, Schwarzwald und Jura.

d) Nagelfluh des Sarmatien, Aargauer Juranagelfluh, Kalknagelfluh, weit verbreitet, im Höhgau am stärksten entwickelt, „Juranagelfluh" im engeren Sinne, mit vorwiegend jurassischen Kalkgeröllen, dann triadischen und kristallinen Schwarzwald- und Vogesengesteinen.

Es zeigt sich also, daß im Jura Konglomeratbildungen schon an der Molassebasis beginnen und bis in die jüngste Molasse, ins Niveau der Süßwasserkalke von Oehningen und Locle, hinaufreichen. Aber es sind vorwiegend Randbildungen von Kalknagelfluh am Südfuße der alten „alemannischen Tafel" (Vogesen und Schwarzwald), auf die noch im Obermiocän die Schichten des Plateaujura (wie die Nagelfluh von Alpersbach bei Freiburg mit viel Hauptrogensteingeröllen lehrt) bis 1000 m Meerhöhe hinaufreichten. Erst zur mittleren Molassezeit (Vindobonien) brachten alpine Strömungen kristalline Gerölle bis in die Gegend von Moutier und bis an den Fuß des Randen.

a) Elsgauer oder Pruntruter Juranagelfluh, Stampien.

Sie hat, wie ihr Name sagt, ihre größte Entwicklung in der Gegend von Pruntrut, im Elsgau (Ajoie), von wo sie nach Burgund weiterreicht. In einer Mächtigkeit von 1—30 m findet sie sich besonders aufgeschlossen bei Châtelat-Sornetan, Moutier, Montfaucon, Fossevillers, Indevillers, Pruntrut, Bressaucourt, Réchésy, Arlesheim.

Die Nagelfluh, die in den Gruben von Bassecourt und Lieu-Galet im Delsberger Tal scheinbar mit Bohnerzton wechsellagert, wurde von J. B. Greppin ins Eocän gestellt. Aber jene Bolusschichten sind nur aufgewühlt und sekundär eingeschwemmt, und die Elsgauer Nagelfluh, die bei Pruntrut einen Rhinoceroszahn geliefert hat, ist oligocän. Sie bildet innerhalb ihres Verbreitungsbezirkes von Moutier an nordwärts die Basis der Molassebildungen. Bei Bressaucourt (Pruntrut) überlagert sie diskordant verschiedene Stufen des oberen Jura (beim Walde La Côte de Sous-les-Laves das Rauracien), liegt bei Montfaucon auf Portlandien, nördlich Pruntrut überall auf Kimmeridgien.

Die Gerölle sind zu 99% Kimmeridgien und Portlandien der Umgebung, dazu gelbrote Sequanoolithe, ähnlich denjenigen von Liâpes bei Chaux-de-Fonds. Tertiäre und cretacische Gesteine fehlen! Manche Gerölle zeigen Bohrlöcher, erfüllt von Bolus. Östlich Lorette bei Pruntrut steigt die Größe der Gerölle bis gegen 1 m^3.

b) Aquitane Nagelfluh.

Hier und da finden sich in der oligocänen „Molasse alsacienne" Kalkgeröllagen von geringer Mächtigkeit und Ausbreitung, lokale Schuttkegel, so bei Delsberg, vielleicht 1 m mächtig, mit Kimmeridgiengeröllen, ferner in Burgund bei Bourogne (Montbéliard).

c) Die bunte Nagelfluh des Vindobonien.

Im Gegensatz zu den eben genannten Kalkkonglomeraten von nur beschränkter Ausdehnung und mehr lokalem Charakter bildet die bunte Nagelfluh der Wiener

Stufe, in welcher sich Gerölle aus Alpen, Jura, Vogesen und Schwarzwald mischen, eine weitreichende, ursprünglich zusammenhängende Ablagerung. Wir finden sie meistens an der Basis des Vindobonien als „poudingue polygénique" im Berner Jura, als Austernagelfluh im Berner Seeland, als marine Geröllbank in der Gegend von Aarwangen, als „Austermolasse" im Aargau, als wenig mächtige Konglomerate mit Ostrea crassissima im Norden des Kantons Zürich und im Kanton Schaffhausen. Kleine alpine Gerölle reichen noch in das Tenniker Muschelagglomerat des Baselands und den Randengrobkalk des Kantons Schaffhausen.

Gegen Norden werden überall die alpinen Gerölle kleiner und spärlicher; dafür nehmen jurassische Kalkgerölle zu; schließlich kann eine gleichaltrige Kalknagelfluh an Stelle der bunten Nagelfluh treten (Berner Jura nördlich Moutier). Am Alpenrand ist die bunte Nagelfluh nur an ihrer Basis typisch marin und enthält hier die petrefaktenreichen Lager von St. Gallen und Luzern; gegen den Jura und im Jura selbst ist sie durchweg Meeresbildung. Die Mächtigkeit ist in der Juraregion viel geringer als im Alpenvorland und nimmt im allgemeinen von Süden nach Norden stark ab. Sie erreicht im Berner Jura mit 30 m ihr jurassisches Maximum, was wohl fünfzigmal weniger ist als in der subalpinen Molasse, von wo die bunte Nagelfluh bis in den Jura hinaus ausstrahlt.

Notizen über Vorkommnisse der alpinen Vindobonnagelfluh im Jura und im Norden.

Das Tertiär von Ste. Croix (Waadt) enthält eine mehrere Meter mächtige jurassische Kalknagelfluh mit einzelnen alpinen Geröllen. Sie wechsellagert mit Sanden und geht in solche über; sie liegt an der Basis der marinen Molasse, auf Süßwasserkalk und führt Pekten und Bryozoen, besonders Pecten praescabriusculus Font. Hieran reiht sich vielleicht die noch weiter von den Alpen entfernte, schon außerhalb der Schweiz liegende Kalkbreccie des Tales der Abbaye de Grandvaux.

Im Berner Seeland liegen wie in Ste. Croix an der Basis der marinen Molasse, über einer unteren Süßwassermolasse, einige ein bis wenige Meter mächtige Lager bunter Nagelfluh. Sie sind, durch Molassesande in mehrere Niveaus getrennt, aufgeschlossen am Sonnenrain auf der Südseite des Bürenberges mit reichlichen Muschelfragmenten, am Krähenberg bei Biel mit Fischzähnen. Diese Nagelfluh ist das Bindeglied zwischen der bunten Austernagelfluh der Umgebung von Bern (Belpberg usw.) und der bunten marinen Nagelfluh des Berner Jura. Die dünnen, mit Muschelsandsteinen wechsellagernden Konglomeratschichten der Gegend von Aarwangen stellen eine seitliche Ausstrahlung der viel mächtigeren Deltabildungen des Seelandes dar.

Berner Jura. Die „polygene Nagelfluh" ist in einer Mächtigkeit von 1—30 m aufgeschlossen im Val St. Imier, Val de Tavannes Petit-Val, Bellelay, Tramelan, in den Franches-Montagnes, dann bei Moutier, Courrendlin, Laufen, Undervelier, La Chaux-de-Fonds, Locle. Sie überlagert den Muschelsandstein der Gegend, hat aber nach Norden eine viel größere Ausbreitung und transgrediert dort über aquitanem Süßwasserkalk (Delsberger Kalk). Während sie im Val St. Imier (Rainson) und im Val de Tavannes (Court, Sorvilier) auf Muschelsandstein aufruht, findet man sie bei Moutier, Corban, Girlang, Undervelier, La Chaux-de-Fonds, Locle auf stellenweise von Pholaden angebohrtem Süßwasserkalk des Delémontien, bei Sornetan und Tramelan direkt auf Boluston und Portlandien.

In dieser bunten Nagelfluh reichen alpine Gerölle bis gegen Moutier. Nördlicher, bei Girlang und de Devant-le-Mait östlich Vermes (Delsberg) dagegen mischen sich Vogesen- und Schwarzwaldgerölle mit den jurassischen (90% jurassischer Malm, dann Sequan-Oolith, Hauptrogenstein, Muschelkalk, Buntsandstein, rote Porphyre, Quarzporphyre). Auch die Nagelfluh von Undervelier stammt von den Vogesen.

Im Kanton Basel liegt bunte Nagelfluh im oberen Birstal, dann im Aargau im Fricktal S Wittnau und bei Herznach. Im Aargauer Jura liegt, wie im Berner Jura auf den marinen Bildungen,

unter oberer Süßwassermolasse bunte Nagelfluh, sogen. Austernagelfluh. Lokalitäten sind Umikon, Oberburg, Siggental, Endingen. Die Nagelfluh ist östlich von Aarau bis 6 m mächtig. Sie geht oft über in harten Sandstein mit eingestreuten Kieseln und abgeriebenen Austerschalen. Die Gerölle sind meist weiße Quarzite, bunte Hornsteine und Silikatgesteine; sie zeigen Politur und schwache Eindrücke. Während im Süden glaukonitische Sandsteine mit Cardium commune die Austernagelfluh unterlagern, transgrediert diese im Gebiete nördlich und östlich des Zusammenflusses von Aare und Limmat (Umikon, Iberg) auf von Pholaden durchlöchertem Malm.

Kanton Zürich und Schaffhausen. Bunte, schlecht verkittete Nagelfluh liegt bei Killwangen, Dielsdorf, im Walde ob Hertenstein nördlich Baden, südlich Ehrendingen, bei Buchberg und südöstlich Weiach, dann im Steinbruch Tille am Worrenberg bei Flaach auf glaukonitischen Cardienschichten; am letzteren Orte ist sie 1—2 m mächtig und führt weiße und graue Quarzite und rote Granite. Bei Endingen, auf dem Kaltwangen (nördlich Kaiserstuhl) bei Dettighofen im Klettgau liegen grobe Sande mit Ostrea crassissima und Geröllen einer bunten Nagelfluh direkt auf Jurakalk. Sie gehen nach Rollier schließlich über in den ebenfalls auf Jura transgredierenden und kleine weiße, rote und grüne Quarzitgerölle, selten rote Granite führenden Randengrobkalk (Citharellenkalk).

Auch in Schwaben finden sich nördlich des Bodensees noch dünne bunte Konglomeratlagen alpinen Ursprungs, so bei Sipplingen (am Überlinger See) auf dem Wege nach der Ruine Hohenfels und dem Haldenhof. Mächtigkeit 25 cm, Gerölle nuß- bis apfelgroß.

d) Die Aargauer „Juranagelfluh" (vgl. Tafel IV).

Diese jüngste Nagelfluhbildung der Juraregion, meistens zugleich die jüngste Molasseablagerung überhaupt, ist eine echte Kalknagelfluh, die hellgelbe Jurakalknagelfluh oder „Juranagelfluh" im engeren Sinne. Sie bildet um den Süd- und Südostfuß von Vogesen und Schwarzwald einen höchstens 10 km breiten, über 250 km langen Streifen, der allerdings heute nur noch in zerstückelten Erosionsrelikten vorhanden ist. Wahrscheinlich hat er im Gegensatz zur bunten Nagelfluh nie vollständig zusammengehangen. Immerhin hat von den von Norden stammenden Konglomeratbildungen der Juraregion die jüngste die größte Bedeutung und Ausbreitung. Wir finden sie im Berner Jura, im Basler Tafeljura südlich der Ergolz, im Aargau, im Klettgau, Randen und Höhgau und auf der schwäbischen Alb bis gegen Ulm. Sie ist in allen Beziehungen das Gegenstück der bunten alpinen Nagelfluh. Alpine Gerölle fehlen, es überwiegen solche der Juraregion, dann kommen Gesteine der germanischen Trias; die seltenen kristallinen Gerölle stammen vom Schwarzwald, westlich Delsberg auch von den Vogesen. Die Geröllgröße nimmt nach Süden ab; die Konglomeratbänke keilen nach Süden aus. Die dachziegelige Lagerung weist auf Strömung nach Süden. Der südlichste Punkt, bis zu dem die Aargauer Juranagelfluh heute noch reicht, ist Läufelfingen im Baselland.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 30 und 100 m, die größte Mächtigkeit treffen wir im Höhgau. Die Geröllgröße ist verschieden und steigt bis $^1/_2$ m. Bald zeigt sich regellose Mischung verschieden großer Gerölle verbunden mit wilder, ungeordneter Lagerung, bald eine deutliche Sichtung nach Geröllgröße. Die Rundung ist im Gegensatz zur alpinen Nagelfluh sehr ungleich, auch nach Gesteinsart. Auffallend ist die trotz ihrer Härte stets gute Rundung der Buntsandsteingerölle. Diese ältesten Sedimente des Tafeljura hatten eben vom Orte der Entblößung bis zur Stätte der Ablagerung den weitesten Weg zurückzulegen. Die Verfestigung ist sehr wechselnd. Das Bindemittel ist vorwiegend sandig und besteht dann aus Geröllträmmern, Quarz und oft ziemlich viel Glimmer. Mergelig-toniges Bindemittel

von rötlicher Farbe bildet oft den Übergang zu Helices führenden roten Mergeln, den sogen. Helicitenmergeln, mit denen die Juranagelfluh oft wechsellagert. Auch sekundäres calcitisches Bindemittel ist nicht selten. Wo der sandige Zement zunimmt, können Sandsteineinlagerungen von meist unter 1 m Mächtigkeit auftreten.

Die kristallinen Gerölle sind meist zu Grus zerfallen. Häufig ist bei mergelig kalkigen Geröllen die Oberfläche polygonal geborsten (besonders Malm, dann tonige Dogger- und Muschelkalke). Es handelt sich wohl um eine Austrocknungserscheinung. Hohle Geschiebe und Lücken sind in der Nagelfluh am Kaltwangen relativ häufig, mit Durchmesser der Lücken von 0,5 bis 3 cm. Darin zeigt dieses miocäne Konglomerat eine auffallende und seltene Übereinstimmung mit der „löcherigen Nagelfluh", dem diluvialen Deckenschotter. „Eindrücke" sind stets da massenhaft vorhanden, wo ein sandiges oder mergeliges Bindemittel fehlt; oft zeigen die Gerölle eine eigentümliche stylolithische Verzahnung an den Berührungsflächen ineinander. Auch an den Außenflächen der Gerölle zeigen sich oft ähnliche ausgeprägte Streifen, welche offenbar die durch teilweise Auflösung bedingten diagenetischen Bewegungen in der Masse abbilden und von starken Veränderungen der Gerölle zeugen. Viele sind elendiglich zugerichtet (Fig. 7). Dagegen sind echt tektonische Dislokationswirkungen und rein mechanisch erzeugte spiegelnde Rutschflächen, wie sie an den Geröllen der subalpinen Nagelfluh vorkommen, in der Juranagelfluh nicht zu finden. Alles, was ich an der Juranagelfluh gesehen habe, scheint mir Diagenese, nicht Dislokationsdeformation zu sein.

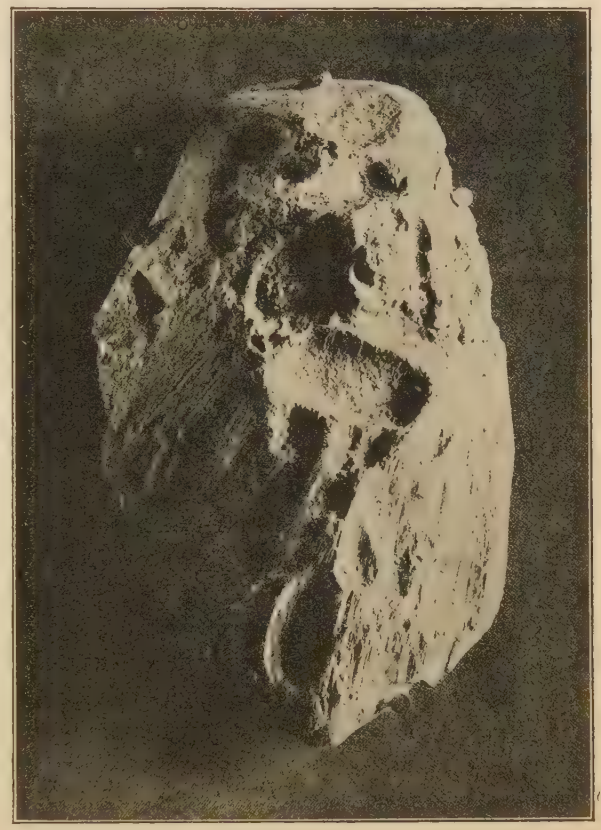


Fig. 7.
Gerölle von hellem Jurakalk aus der Juranagelfluh, mit „Eindrücken" und stylolithischer Streifung, $^2/_3$ natürl. Größe.

Die untere Grenze der Aargauer Juranagelfluh ist meistens als Erosionsgrenze aufzufassen. Die Nagelfluh liegt bald auf roten Mergeln, bald auf Süßwasserkalk des Mittelmiocäns, bald auf mariner, bald auf unterer limnischer Molasse, bald auf Bohnerzton, bald auf Jurakalk. Es zeigt sich dabei durchweg die Gesetzmäßigkeit, daß sie auf um so älteren Schichten transgrediert, je weiter wir nach Norden gehen.

In den südlichsten Gebieten kann umgekehrt die Grenze gegen die tieferliegende marine helvetische Nagelfluh mit Austern und von Pholaden angebohrten Geröllen sich verwischen. Die Auflagerungsfläche fällt überall nach Süden; dagegen ist sie jetzt und war wohl auch früher durchaus keine Ebene; die Nagelfluh des Basler Jura z. B. findet sich in einem rund 100 m höheren Niveau als die des Aargauer Tafeljura. Es scheint auch, daß die Nagelfluh zum Teil in bereits miocänen wenig tiefen Tälern abgelagert worden sei; Schaad vermutet solche an der Locheren nördlich Sissach, auf dem Bohl zwischen Klettgau und Wutachtal und am Hochranden. Ferner hat Mühlberg betont, daß die Nagelfluh oft mehr oder weniger lange Rinnen in den Helicitenmergeln erfüllt und unvermittelt in voller Mächtigkeit gegen diese absetzt.

Das Alter der Aargauer Juranagelfluh ist durch folgende Tatsachen bestimmt: Überall wechsellagert sie mit roten Helicitenmergeln; sie geht seitlich in solche über, sie wird oft auch von solchen unterlagert, füllt Talfurchen in denselben oder ist an andern Orten davon überlagert. Das Ganze ruht, wo es nicht transgrediert, auf der obersten Meeresmolasse. Es geht gegen Süden (so im Aargau) in obere Süßwassermolasse über; am Bötzberg bedeckt sogar ausnahmsweise noch obere Süßwassermolasse den Komplex der Nagelfluh mit den Helicitenmergeln. Im Höhgau liegt die Nagelfluh direkt unter den Oehninger Süßwasserkalken und vulkanischen Tuffen, sowie unter dem Gips des Hohenhöwen. Ihre Gerölle finden sich nicht selten in den Basalttuffen des Osterbühls, Hohenhöwen und Hohenstoffeln, die mit dem Süßwasserkalk von Oehningen wechsellagern. Dagegen sind noch nie Basalt- und Phonolithgerölle in der Juranagelfluh gefunden worden, wohl aber solche mariner Molasse, besonders des Randengrobkalkes. Aus allem geht hervor: Unsere Juranagelfluh ist obermiocän und meist etwas älter, zum Teil gleichaltrig wie der Süßwasserkalk von Oehningen.

An der Grenze von Ketten- und Tafeljura ist die Aargauer Juranagelfluh mitgefaltet. Sie ist also älter als die Entstehung des Kettenjura. Wie das gesamte Miocän, transgrediert sie im allgemeinen über die vortertiären und alttertiären Brüche des Basler- und Aargauer Tafeljuras; doch scheinen an einzelnen Stellen (Dikten, Baselland) jüngere Transversalbrüche sie noch verstellt zu haben.

Notizen über die Vorkommnisse der „Aargauer Juranagelfluh".

Berner Jura. Hier ist mehr nur an vereinzelten Stellen obermiocäne „Juranagelfluh" gefunden worden, so bei Vermes in Delsberg, bei Breitenbach, Fehren und Mühlenmatt im Laufental, meist auf der Unterlage transgredierend (in Breitenbach auf molasse alsacienne) und seitlich in marine Dinotheriumsande mit eingestreuten Geröllen und in rote Mergel übergehend. Besonders merkwürdig ist eine allerdings vielleicht noch etwas jüngere Kalknagelfluh bei Tramelan, aus Kimmeridgiengeröllen voller Eindrücke und mit einem Zement von obermiocänem Süßwasserkalk mit Helix sylvana Kl. Westlich Delsberg stellen sich Vogesengerölle ein; bei Belfort stammen schon fast alle Gerölle von den Vogesen. So geht die Bildung nach Westen über die Grenzen der Schweiz hinaus. Nach Osten reicht sie in den stark gefalteten Solothurner Jura (Tonilöchli und Sonnenhalb bei Beinwil) und dann ins Baselland.

Basler Jura. Die Ausbreitung der Juranagelfluh fällt ungefähr mit dem Einzugsgebiet der Ergolz zusammen; die mächtigste Entwicklung findet sich zwischen dem vorderen Frankental und dem Homburger Tal. Das nördlichste Vorkommen ist die Locheren bei Sissach, das südlichste liegt bei Läufelfingen. Gerölle bis $^1/_2$ m groß.

Kristalline Gesteine, höchstens 2%, stets verwittert (rote Granite, Granite, Pegmatit, Quarzporphyre, Porphyrtuff, alles zu vergleichen mit Schwarzwaldgesteinen); Buntsandstein 1—8%, Gerölle, durch ihre Größe stets auffallend, solche von $^1/_2$ m nicht selten; Muschelkalk 20—45%, zum Teil mit den typischen Versteinerungen; zugehörige Quarzite und Hornsteine finden sich ebenfalls; Keuper fehlt (zu weich); Lias selten (Arietenkalk); Dogger 30—35%, wichtigster Bestandteil, besonders Hauptrogenstein; Malm 15—25%, im allgemeinen schlecht gerundet, alles aus der Nähe stammend; Tertiär lokal bis 5%, sonst ziemlich selten (Süßwasserkalke, bei Rünenberg marine Molasse).

Echte Helicitenmergel sind im Basler Jura selten und immer unter der Nagelfluh, so 1 m mächtig bei Bisnach östlich von Hölstein (nördlich Waldenburg). Bald liegt die Nagelfluh auf solchen Mergeln, bald auf marinem Muschelagglomerat, an anderen Orten wohl direkt auf jurassischen Schichten vom unteren Dogger bis zum Malm.

Aargauer Jura. Hier bildet die Nagelfluh ein schmales Band am Nordrande des Kettenjura auf den Platten des Tafeljura von Herznach bis gegen Brugg. Diese Nagelfluhregion scheint nie in Zusammenhang mit der Nagelfluh des Basellandes gestanden zu haben, sondern durch gleichzeitig abgelagerte geröllfreie Süßwasserkalke davon getrennt zu sein. Sie liegt auch in einem anderen Niveau und führt andere Geröllemischung. Sie gehörte offenbar einem anderen miocänen Stromsystem an. Man findet Gerölle von:

Dogger 70—80%, darunter Hauptrogensteine 55—65%; Malm 20—45% in großen, oft ganz eckigen Stücken von bis 0,6 m Durchmesser; unterer Malm 4%, Birmensdorfer und Effinger Schichten selten, Geißbergschichten häufig; mittlerer Malm 25—40%, in der Hauptsache gelbweiße bis bräunliche, splittrige Kalke der Wangenerschichten, dann schwarze Kalke aus Knollen und Linsen des Sequan im Juragebirge, von Moesch früher irrtümlich für Hochgebirgskalk gehalten; Tertiär 0—15%, meistens Süßwasserkalke, ferner Knollen und Konkretionen aus den Helicitenmergeln, selten Muschelsandsteine und Bohnerz.

Die Helicitenmergel sind in diesem Gebiete ausnahmsweise häufig und mächtig und wechsellagern mit der Nagelfluh. Die gesamte Mächtigkeit steigt bis 80 m (Stalden und Oberhafen am Bötzberg). Die Gerölle sind stellenweise noch gröber und eckiger als im Baselland, bis 60 cm Durchmesser. Die Verkittung ist besser, Sandsteinbänke dazwischen sind häufiger. Der auffallendste Unterschied gegenüber der Basler Nagelfluh ist das vollständige Fehlen triadischer Gerölle; Lias und unterer Dogger wurden nie beobachtet. Als merkwürdige Einzelheit wurde von Schaad westlich von Unterhafen auf dem Bötzberg ein Granitgerölle beobachtet.

Die Unterlage der Nagelfluh ist an manchen Stellen des Bötzbergplateau Malm, an andern (Kalofen bei Brugg) marine Molasse, hier und da Bohnerzton, am Linnerberg untere Süßwassermolasse, manchmal auch roter fossilleerer Mergel wie im Baselland. Also auch hier transgrediert die Juranagelfluh im allgemeinen auf einer Erosionsfläche.

Randen und Höhgau. Man kennt hier die Aargauer Juranagelfluh: erstens auf den Höhen zwischen Rheintal und Klettgau und ganz isoliert auf dem Bohl zwischen Klettgau und Wutachtal meist auf mariner Molasse. Gegen Westen transgrediert sie an verschiedenen Stellen auf Malm (Küssaburg auf dem Bohl). Die Auflagerungsfläche sinkt schwach nach Süden. Im Gegensatz zu den übrigen Gebieten tritt hier an der Basis der Nagelfluh eine 40—60 m mächtige Mergelbildung auf, mit $1^1/_2$ m mächtigen Mergelsandsteinbänken („Bergsteine") und mit häufig eingestreuten Geröllen, die nach oben an Zahl zunehmen, bis zum Übergang in die Nagelfluh. Sodann im südlichen Teil des Randen, nur in schwacher Entwicklung und vereinzelt, aufruhend auf mariner Molasse (Buchberg westlich Merishausen, Lohn, Büttenhardt). Ferner im Senkungsfeld des Höhgau nördlich der Verwerfungslinie Thaingen-Fuetzen plötzlich in weiter Erstreckung und in einer Breite von 8 bis 10 km bis an die Donau reichend. Mächtigkeit gewöhnlich nur mehrere Meter, stellenweise bis 100 m (Nordhalden, Wannenberg bei Thengen usw.). Die Helicitenmergel sind nicht so verbreitet wie im Aargau, sondern ähnlich ausgebildet wie im Baselland und liegen wie dort an der Basis der Nagelfluh. Die Unterlage wird im nördlichen Teil des Kantons Schaffhausen von „Randengrobkalk", oft von Malm und wie überall von um so jüngeren Schichten gebildet, je weiter wir uns vom Schwarzwald entfernen.

Die petrographische Zusammensetzung der Randen- und Höhgau-Juranagelfluh ist lokal sehr wechselnd: kristalline Gesteine in den oberen Teilen der Nagelfluh ziemlich häufig (Vorberg bei Kom-

mingen westlich Thengen, Dorf Randen), meist nuß- bis eigroß und zu Grus verwittert. Gneise, Granite, rote Granite, die alle aus dem Schwarzwald sich ableiten lassen; Buntsandstein in den oberen Teilen bis 10%, darunter auch weiße Arkose und roter Karneol; Muschelkalk bis 35% (Engen, Kommingen westlich Thengen), nach Osten rasch abnehmend, am Witthoch verschwunden; Keuper fehlt; Lias bis 5%, darunter Arietenkalk; Dogger höchstens 25%; Malm häufigster Bestandteil, 40%, nach NE bis auf 90% zunehmend; Tertiär stellenweise bis 5% (rote Süßwasserkalke, gelegentlich Randengrobkalk).

Schwäbische Alb. Östlich Immendingen bildet die Juranagelfluh nur noch isolierte kleine Fetzen auf den tieferen Teilen der Albhochfläche, nahe dem Donautal. Mächtigkeit gewöhnlich einige Meter, gelegentlich bis 30 m. Die Ablagerung ist stets locker, schlecht verkittet, mit viel Ton gemengt. Die Gerölle sind durchschnittlich größer als in der Schweiz, solche von $^1/_2$ m nicht selten. Die Zusammensetzung ist hier sehr einförmig. Schon im Höhgau sieht man die Malmgerölle nach Osten stark zunehmen; hier ist alles Malm, namentlich Massen- und Plattenkalke, die fast die ganze weite Fläche der Alb aufbauen. Die Unterlage ist meist ebenfalls Malmkalk.

3. Die Molassesandsteine.

Literatur:

Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Liefg. 11, 14, 18, 19, 24, und ebenso geotechnische Serie Liefg. 5 Die Bausteine der Schweiz.

Der Masse nach wohl noch bedeutender als die Nagelfluhen sind im Molasselande die Sandsteine. In zahllosen, aber doch nicht sehr verschiedenen und sich immer wiederholenden Abänderungen lösen sie sich ab, sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung. Bis zur Zeit der Eisenbahntransporte waren sie neben den erratischen Blöcken das fast ausschließliche Baumaterial unserer Ortschaften, und sie sind in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen und werden auch jetzt noch massenhaft verwendet. Während die Sandsteine anderer Formationen, wie z. B. des Buntsandstein und des Keuper, sehr oft rote Farben haben, fehlt das Rot auffallenderweise den Molassesandsteinen vollständig. Sie sind alle in frischem Zustande grau, und zwar bläulichgrau, grünlichgrau, neutralgrau, dunkler oder lichter und werden in angewitterten Abänderungen gelblichgrau, bräunlichgrau, gelb usw., aber niemals rot. Ebenso fällt auf, daß wirklich grobkörnige Sandsteine in der Molasse fast ganz fehlen. Die Sandsteine beginnen in der subalpinen Nagelfluhzone in Form einzelner Zwischenschichten. Sie nehmen vom Alpenrande gegen NW rasch zu, bilden dann die Hauptmasse der Molasse, bis sie dann in noch größerer Entfernung vom Alpenrande (ca. 10—30 km) wieder mehr und mehr durch Mergel ersetzt werden. Je feiner das Korn bei den Sandsteinen der subalpinen Molasseregion ist, desto fester sind sie in der Regel und desto dünner geschichtet, je gröber das Korn, desto dickbankiger das Gestein und desto lockerer die Bindung (Gutzwiller).

Aus der großen Zahl der Abänderungen haben Studer, später Kaufmann, Gutzwiller und Früh einige Typen übereinstimmend hervorgehoben, und wenn man die Beschreibungen der genannten Forscher vergleicht, findet man bald, daß in diesen Abänderungen doch in der ganzen Länge des Molasselandes eine gewisse Konstanz vorhanden ist. Wir zählen die Hauptabänderungen auf:

a) Kalkige Sandsteine („subalpine Molasse", Appenzeller Sandstein, Ebnaterschichten, aquitanische Kalksandsteine).

Sehr feste, fein- bis mittelkörnige Sandsteine vorherrschend aus unvollkommen gerundeten Körnern von Quarz, besonders Hornsteinen, Kieselkalk und Kalk mit gutem, die Lücken zwischen den Körnern vollständig schließendem, kalkigem Bindemittel, in Säure sehr stark brausend, unlöslicher Rückstand nach Kochen in HCl in einigen Proben 25—35 Vol.-%. Inwendig oft blaugrau, außen gelbbraun anwitternd, bankig, stark querklüftig, in Paketen von wenigen bis über 100 Metern vielfach zwischen Mergeln und auch sich anschließend an die Kalknagelfluh. Der kalkige Sandstein scheint das Schlemmprodukt der Kalknagelfluh zu sein und wie diese zu den älteren Molassegesteinen gehörig. Am stärksten entwickelt ist der kalkige Sandstein in der Ostschweiz und fast ausnahmslos nur südlich der nördlichen Antiklinale; das sind wohl die ältesten Molassesandsteine der Ostschweiz (unteres Aquitanien). Gegen Luzern hören diese kalkigen Sandsteine allmählich auf, weiter westlich ist vielleicht der Ralligsandstein deren Vertreter. Bisher weniger als Haustein, weil zu klüftig und zu schwer zu bearbeiten, dagegen als Pflasterstein vielfach verwendet, Rikentunnel zum Teil damit ausgewölbt, Brückenbau an der Obertoggenburgbahn.

Lokalitäten und Steinbrüche: Berneck, Heiden, Horst, Teufen, Steinegg, Krummenau, Ebnat, Kaltbrunn, Schännis, Oberbuchberg.

b) „Granitische Molasse“ (St. Margrethener-, Wattwiler-, Bildhauser-, Bollinger-, Zuger-Sandstein, Burdigalien).

Mittel- bis feinkörniger grauer weicher Sandstein, aus vorherrschend Quarzkörnern, charakterisiert durch Reichtum an kleinen roten Feldspatkörnern und weißen Glimmerschüppchen mit kieseligem und dolomitischem Bindemittel, in Säure nicht oder nur wenig aufbrausend, unlöslicher Rückstand 70 bis über 90 Vol.-%. In der Hauptsache erweist sich dieser Sandstein als ein fein geschlemmter granitischer Detritus, worauf Studer ihm den Namen „granitische Molasse“ gegeben hat. Hier und da geht er in granitische Arkosen über. Die Bindung ist oft nur eine partielle, wodurch der Sandstein kapillar wirkt und dann bei Frost leicht zerfällt. Er ist in der Hauptsache das Ausschwemmungsprodukt der an Graniten und Porphyren reichen bunten Nagelfluh und im ganzen wie diese jünger als Kalknagelfluh und kalkiger Sandstein (Burdigalien). Der Sandstein tritt in groben, massigen, oft sehr gleichkörnigen Bänken von 1 bis 5 m Mächtigkeit auf und ist niemals plattig abgesondert. Hier und da sind Streifen bunter Nagelfluh eingelagert.

Die granitische Molasse bildet eine Zone von kaum 2 km Breite, nördlich an die nördlichste Antiklinale angeschmiegt, zwischen dieser und der darüberliegenden Hauptmasse der bunten Nagelfluh und hier und da mit solcher wechsellagernd. Die ganze Zone hat nordnordwestliches Einfallen und ist älter als die durchgreifend darüberliegende Zone der vindobonischen marinen Molasse. Ferner findet sich granitische Molasse vielfach innerhalb der Zonen bunter Nagelfluh.

Manche Sandsteine von diesem Typus sind im gebirgsfeuchten Zustande weich, werden beim Austrocknen viel härter. Viele zerfallen im Frost, andere halten sehr gut, sind sehr fest und liefern vortreffliche gleichmäßige Quader großer Dimensionen. Schöne hellgraue bis blaugraue Farbe.

Zahlreiche Steinbrüche bezeichnen den Verlauf der Zone: Berneck, Au, St. Margrethen, Heiden, Rehtobel, Waldstadt, Peterszell, Wattwyl-Kappel, Riken-Bildhaus, Uznach, Bolligen, Unterbuchberg,

Pfäffikon, Etzel, Schindellegi, Unterägeri, Walchwyl, Kiemen, Meggenhorn, Horw, Teupel, Entlibuch.

c) Graue Molasse von Lausanne (Lausanner Molasse, Langhien olim, unteres Burdigalien und oberes Aquitanien).

Weiche graue grobbankige Sandsteine, schon lange unter dem Namen „Molasse de Lausanne" bekannt, an die plattenförmige Molasse der Ostschweiz erinnernd, aber eine Süßwasserbildung (?), stark verbreitet in der Westschweiz.

d) Plattenförmige Molasse (Bächer-, Dieriker-, Luzerner-Sandstein).

Sandsteine im Korn und der Zusammensetzung der „granitischen Molasse" ähnlich, durch mehr Glimmer und durch tonige Zwischenlagen sehr deutlich in dünnere Bänke getrennt, die gewöhnlich in Platten von 3 bis 30 cm Dicke voneinander abgehoben werden können. Die plattenförmige Molasse bildet eine deutliche Zone über der granitischen Molasse, nördlich sich derselben anschließend und bald eine, bald mehrere dünne Muschelsandsteinbänke enthaltend. Auf manchen Schichtfugen prachtvolle Ripple-marks.

Diese Gesteinsform hat es namentlich bei Luzern zur Bildung einer deutlich abgegrenzten Zone gebracht. Die vielen Steinbrüche bei Luzern, Dierikon und Root, sowie der Gütsch, die Musegg und der Hügel Allenwinden bei Luzern gehören dieser Zone an. Sie ist hier etwa 700 m mächtig und liegt über den bunten Mergeln und Mergelsandsteinen des Kernes der nördlichen Molasseantiklinale und unter den marinen petrefaktenreichen Schichten am Rotsee, in denen die ersten Nagelfluhbänke sich einstellen. Von Luzern gegen Westen zieht sich die Zone über den Rücken und N-Abhang des Sonnenbergs, über Blatterberg, Schwarzenberg, Haselegg, Blattegg, Bruggschachen bis gegen Escholzmatt. Schon beim Durchqueren des Rümling hat aber das Gestein nicht mehr das feine Korn, die Festigkeit und bläuliche Färbung des frischen Bruches wie bei Luzern; der Sandstein nähert sich mehr und mehr der gemeinen Molasse; bei Escholzmatt verliert sich die Zone zwischen Nagelfluhbänken ganz. Von Luzern nach Osten nimmt die Zone rasch an Breite zu; sie bildet den breiten Nordabhang von Homberg, Dottenberg und Rooterberg, zieht dann weiter über Schloß Buonas, Finstersee nach den Steinbrüchen von Bäch am Zürichsee. Nachher erleidet sie durch die mächtige Nagelfluhentwicklung des Speer-Hörnli-Deltas einen Unterbruch, um jenseits desselben wieder zu erscheinen bei St. Gallen. Von dort zieht sie weiter nach Staad und Rorschach.

Gerade wegen der guten Bankung wird die „plattenförmige Molasse" auf der ganzen Länge ihrer Entwicklung massenhaft als Baustein gebrochen. Von Bäch am Zürichsee wird sie zu Wasser nach Zürich verfrachtet; das ältere Zürich und Luzern sind zu einem bedeutenden Teil daraus gebaut.

Hier sei auch noch erwähnt der

e) Ralligsandstein, besser Vaulruzsandstein (nach Ralligen am Thunersee und Vaulruz bei Bulle). Er ist der festeste Sandstein der subalpinen Molasse westlich des Pilatus (Flühli im Entlebuch, Hellschwand, Ralligen, Rapaz am Fuße der Alpettes, Vaulruz, Vuippens, Impart). Er ist gut geschichtet, bankig, oft mit Wellenfurchen auf den Schichtfugen, an der Saane wohl einen 600 m mächtigen Komplex bildend. Der Sandstein von Ralligen selbst ist eine schmale Zone und gehört vielleicht eher in den Flysch, der Name Vaulruzsandstein entspricht besser dem späteren Begriff.

f) Als Berner Sandstein („Sandmutte") wird der marine Sandstein bezeichnet, der in den Umgebungen von Bern, besonders in den enormen Steinbrüchen von Ostermundingen gewonnen wird. Die marine (mittlere Molasse-) Bildung hat hier 360 m Mächtigkeit. In ungeheuren Wänden steht der feinkörnige Sandstein als homogene Masse an, aus der beliebig große Quader gehauen werden können.

Manchmal ist er so weich, daß die Sandschwalben ihre Nestgänge hineinhöhlen. In gebirgsfeuchtem Zustande ist er weich, trocken härter, leicht und schön zu bearbeiten, angenehm in der Farbe, leider aber durchaus nicht dauernd widerstandsfähig, besonders nicht frostbeständig (üble Erfahrungen am Gebäude des eidgenössischen Polytechnikum in Zürich usw.). Der Berner Sandstein ist wahrscheinlich noch etwas jünger als die St. Gallerschichten (Vindobon) und entspricht wohl sogar zum Teil der oberen Süßwassermolasse der Ostschweiz.

g) Knauermolasse. Sehr weit verbreitet sind weiche Sandsteine mit großen knollenförmigen festeren Partien, die durch Herauswittern der Grundmasse mehr und mehr vorstehen. Die Knauer zeichnen sich nicht durch andere Beschaffenheit des Kernes, einzig durch bessere Bindung aus. Oft sind die Knollen von Faust- bis Kopfgröße oder bis 1 m Durchmesser und darüber in Reihen der Schichtung entsprechend angeordnet.

Die Knauermolasse ist wiederum ein Sandsteintypus, zu welchem die Molasse in allen ihren Altersstufen hinneigt, während die gleiche Erscheinung in anderen Sandsteinen nicht häufig ist. Es gibt Knauermolasse vielfach in Aquitanien, so z. B. in der Umgebung von Aarwangen und im Seeland, in der Umgebung von Zofingen kommt sie in Vindobonien vor, und in der sarmatischen Molasse ist sie sehr weit verbreitet (z. B. Burghölzli und Oerlikoner Tunnelvoreinschnitt bei Zürich, nördlich vom Katzensee, bei Watt und Buchs usw.).

h) Weiche Sandsteine der Molasse sind schon in alter Zeit oft benützt worden, um Höhlenwohnungen in die Felswände einzuhauen. Solche befinden sich unter Buchberg, in Lobsigen bei Aarberg, in der Ermitage St. Madeleine an der Sarine ob Freiburg. Keller, Scheunen, Ställe sind aus weichem Molassesandstein ausgehauen am Überlingersee, bei Steckborn, Berlingen, Wädenswil, Mägenwil und an vielen anderen Orten.

Molassesand wird oft als Gießsand zur Herstellung der Gußformen zur Glasfabrikation, zur Herstellung künstlicher Bausteine verwendet. Solche Ausbeutungsstellen sind zahlreich (Benken mariner Glassand 91,5 bis 94,6% Quarz, Uitikon am Ütliberg in oberer Süßwassermolasse, Buchs bei Regensberg, Seeberg bei Zürich, SW Henggart usw., alle im Kanton Zürich).

Zerfallender oder leicht zu zerquetschender Molassesandstein dient sehr häufig als Fegsand für Böden, als Streusand für Lokomotiven usw.

i) „Gemeine Molasse“ nennt Studer die überall vorkommenden Molassesandsteine von wenig ausgeprägtem Charakter mit Übergängen zu allen anderen Varietäten, massenhaft besonders die Molassemergel begleitend und denselben an- oder eingelagert.

k) Mergelmolasse, lockere Sandsteine mit tonigem Bindemittel sowohl in der unteren wie oberen Molasse reichlich vertreten, Übergänge in sandige Mergel.

l) Muschelsandsteine (Muschelbreccie, Seelaffe, Grès coquillier) des Burdigalien. Die vorher genannten plattenförmigen Sandsteine enthalten nicht selten Bänke von Muschelsandsteinen, die bald mehr in situ gewachsene Muschelbänke,

bald mehr Muschelbreccien, Muschelsandsteine, Muschelagglomerate sind. Im allgemeinen sind sie sehr fest und liefern gute, aber grobkörnige Bausteine. Fast immer sind sie mehr oder weniger durchsetzt von grünen Glaukonitkörnern. Wir befinden uns hier in der Stufe des Burdigalien. Die überliegenden Schichten des Vindobonien sind zwar viel reicher an Arten (St. Galler-, Rotseeschichten), allein die Schalen treten dort nicht mehr eigentlich gesteinsbildend auf mit Ausnahme der nördlichsten Region (Randengrobkalk). Die Muschelsandsteine bilden in der mittleren Molasse einen deutlichen Horizont von dem Alpenrand bis über den Jura, der in der Mitte von der jüngeren Molasse bedeckt ist. Es erscheinen dementsprechend Muschelsandsteine in verschiedenen Regionen. Wir finden sie in einem subalpinen Streifen, ferner in einer subjurassischen Zone sowie in den Juramulden und außerdem plateauförmig in dem Freiburger Gebiet und auf dem Plateaujura.

1. Subalpine Zone der Muschelsandsteine.

Die Muschelsandsteine bilden keine ganz zusammenhängende Zone, sind aber von Zeit zu Zeit in einer oder mehreren Schichten vom Bodensee bis an den Lemansee innerhalb der plattenförmigen Molasse der Ostschweiz und über der grauen Molasse der Westschweiz, unter der bunten Nagelfluh der Mittelschweiz anzutreffen.

Hierher sind zu rechnen:

„Seelaffe" (Muschelbreccie mit viel Cardium commune und Austern), 1—5 m mächtig, bald nur in einer, bald in mehreren Bänken. Vom Bregenzer Wald über Staad, Rorschach gegen die Urnäsch hin auslaufend (vgl. Fig. 26).

Dann folgt ein Unterbruch wohl durch das enorme Nagelfluhdelta der Appenzeller-Toggenburger-Region. Muschelsandstein erscheint wieder am oberen Zürichsee bei Wangen am Buchberg und bei Freienbach, dann vor allem in zahlreichen Bänken bei Luzern mit Tapes helvetica teils als Muschelbreccie, teils als Muschelbänke (Gletschergarten). Cardium commune fehlt hier. Auf dem ganzen Freiburger Plateau, in Epalinges und Mont bei Lausanne sind zwischen Blättermolasse noch dünne Platten von Muschelsandstein mit Lamna und Ostrea eingelagert.

2. Subjurassische Zone der Muschelsandsteine.

Zahlreiche Steinbrüche liefern einen für feinere Steinhauerarbeit zwar zu groben, aber sehr soliden Haustein. Der größte Teil des Gesteines ist aus Muscheltrümmern gebildet. Venus, Tapes, Cardium, Ostrea sind am häufigsten, anßerdem Haifischzähne und gerollte Wirbeltierknochen (Halionassa). Pyritknollen geben Rostflecken. Glaukonitkörner sind reichlich, immer zahlreichere Bänke stellen sich ein. Mächtigkeit viel größer als in der subalpinen Zone (10—30 m). Nach Kaufmann sind sie nicht ganz gleichalterig wie der subalpine Muschelsandstein, sondern eher jünger, gleichzeitig gebildet mit den in der subalpinen Zone über den Muschelbänken liegenden Sandsteinen und Nagelfluhen und diese mehr oder weniger ersetzend.

Lokalitäten: Niederhasli (fossilreich), Dielsdorf, Killwangen, Würenlos, Mägenwil, Othmarsingen, Lenzburg, Zofingen, Herzogenbuchsee, Burgdorf, Bucheggberg, Meinisberg, Büren, Südufer des Bieler- und Neuenburger See. In der Westschweiz fehlt die Bedeckung mit oberer Süßwassermolasse. Muschelsandsteine voll Cardium, Tapes, Haifischzähne usw. bilden ein horizontal geschichtetes Plateau. Dieser „Grès de la Molière" wechsellagert mit fossilarmen Sandsteinen oder geht in solche über: Hier also verbindet sich mehr der subalpine Charakter des helvetischen Muschelsandsteines mit dem jurassischen. — Lokalitäten: Östlich Froideville, westlich Denezy, bei P. 335 östlich Chapelle, Peney, NE Corcelles, Epalinges, Steinbrüche in Mont (Waadt) und Krauchtal, Surenhorn (Bern).

Ähnlich treffen wir östlich des Ausläufers des Kettenjura die Muschelsandsteine der mittleren Molasse nicht mehr in einer durch Schichtaufrichtung und Abwitterung bedingten schmalen Zone, sondern in breiten Flächen oder als Bänder rings um die plateauförmigen Berge. Hier freilich sind die Muschelsandsteine wie schon bei Niederhasli nicht mehr so fest.

Lokalitäten: Niederhasli, Dättlikon, Berg und Freienstein am Irchel, Otelfingen, Glattfelden, Flaach.

Aus dem Innern der Juraketten kennt man Muschelsandsteine — auch hier der mittleren Molasse angehörig — im Bernerjura nur südlich Moutier, wechsellagernd mit „Lausanner Molasse".

m) Muschelsandsteine des Vindobonien (Randengrobkalk und Tennikeragglomerat). Je weiter nördlich wir uns von den Alpen entfernen, um so mehr werden sandige Absätze durch mergelige und schließlich durch kalkige ersetzt. So werden auch die sandigen Muschelbreccien der Molasse mehr und mehr zu einer Art Kalkmuschelbreccie. Dieselbe hat die Namen „Randengrobkalk", „Citharellenkalke" erhalten (Melanopsis citharella Mer.). Das schöne Gestein ist jünger als der Muschelsandstein mit Cardium commune, Vindobonien, nicht Burdigalien. Wir finden den Randengrobkalk von Brugg weg gegen NO. Am schönsten entwickelt ist er auf den Plateauflächen des Randen, wo die untere Molasse fehlt und der Randengrobkalk auf dem Malm transgrediert.

Vom Plateaujura des Baselland macht Buxtorf das sogen. Tenniker-Muschelagglomerat geltend ob Diepflingen, auf Rünenberg, bei Wenslingen, Tenniken, ob Ziefen, ob Sissach, auf Mettenberg, bei Läufelfingen, bei Üken, Herznach, Wölfliswil usw. Vollständig entsprechend sind die Austernbreccien, die Rollier nördlich Soyhières und noch an andern Orten im Jura gefunden hat.

Es sind Muschelnagelfluhen bis förmliche Muschelbreccien, nach Alter und Ausbildung dem Randengrobkalk entsprechend, mit Quarzit- und Kalkgeröllen (letztere meist von Pholaden angebohrt). An der Tennikerfluh z. B. liegt sie auf einer von Pholaden und Würmern angebohrten Abrasionsfläche des Rogensteins. Die Mächtigkeit ist bei Diepflingen 7—9 m.

4. Molassemergel.

Im allgemeinen nehmen in der Molasse die Mergel zu in ein und derselben Region nach der Tiefe und innerhalb eines Alters mit der Entfernung von den Alpen. Auch diese Erscheinung entspricht vollständig dem allmählichen Vorrücken der alpinen Delta in das Molassebecken hinaus. Manche Molassemergel sind ziemlich stark dolomitisch (z. B. Käpfnach). In der subalpinen Zone treffen wir die Mergel besonders in den antiklinalen Kernzonen. Da sind sie bunt, vorherrschend rot, daneben grün, gelb, gelb- und rotfleckig, blau, grau. Der Reichtum an roten Mergeln hat der subalpinen aquitanen Zone den Namen „Rote Molasse" eingetragen, der nicht wenig Verwirrung gebracht hat. In diesen Mergelzonen sind vereinzelte Sandstein- und Kalksteinbänke, aber keine Nagelfluh — in den echten Nagelfluhzonen dagegen merkwürdigerweise Mergel, aber nur selten Sandsteinbänke zwischengelagert. Die aquitane Molasse der Antiklinalzonen in der Ostschweiz besteht bis zu 300 m aus vorherrschend roten Mergeln. Am Südrande des Jura erscheinen abermals die oligocänen roten Mergel mit einzelnen Kalkbänken und eingeschwemmten Helix (H. rugulosa und H. comatula) an der Basis der Molasse. Bei dem häufigen Vorkommen der roten Farbe bei den Mergeln ist um so verwunderlicher das Fehlen der roten Farbe bei den begleitenden Sandsteinen.

In der Entfernung von ca. 40 km vom Alpenrande, also z. B. in der Region von Zürich, treten bereits in der oberen Molasse die Nagelfluhen weit und auch die Sandsteine stark zurück, und wir schätzen, daß hier 70% der Molasse aus Mergeln oder sandigen Mergeln bestehe. Übergänge in mergelige Sandsteine sind ganz gewöhnlich, Übergänge in mergelige Kalke nicht selten.

Durch die ganze Molasse hindurch, aber besonders reichlich in der oberen Molasse, trifft man von Zeit zu Zeit in dünnen Schichten „Schneckenmergel", „Helicitenmergel" als echte Belege von autochthonen Süßwasserabsätzen. Die Mergel sind meistens dunkel, bituminös, voll gut erhaltener Schalen von Süßwassermollusken und von Landschnecken, letztere oft zerbrochen, weil eingeschwemmt. Die Helicitenmergel sind oft vergesellschaftet mit bituminösen Kalken (Seekreide). Im nördlichen Teil des Molasselandes, besonders im Gebiete der Juranagelfluh und mit derselben wechsellagernd, treffen wir Helicitenmergel in großer Ausdehnung und bedeutender Mächtigkeit — in Baselland sind die Helicitenmergel an manchen Stellen nur 1 m mächtig, im Zusammenflußgebiet von Aare, Reuß und Limmat bilden sie mit Juranagelfluh zusammen einen Komplex von 30—80 m.

In den Mergelregionen der Molasse kommen auch einzelne Lagen kalkfreier Tone als Seltenheit vor; solche wurden in Käpfnach früher zur Herstellung feuerfester Backsteine verwendet.

Unter den vielfachen Übergängen von Mergeln durch Kalkmergel in Kalksteine finden sich auch nicht selten jene sandfreien feinen homogenen Mischungen von gleichzeitigem chemischen Kalkabsatz mit mechanischem Tonabsatz, die als Zementsteine zu bezeichnen sind. Manche können direkt zur Herstellung von Romanzement verwendet werden, andere werden durch Beimischung von Wetterkalk oder von tonreichem Mergel, oder direkt durch Mischung von Molassekalk und Molassetonmergel dosiert zur Portlandfabrikation. Zementfabriken, die Molassemergel und Kalksteine verarbeiten, sind z. B. Käpfnach am Zürichsee, Müllheim und Wigoltingen an der Thur, Emmishofen, alle in oberer Molasse, Paudex (Waadt) im Aquitanien, Laufen im Tongrien.

Weniger häufig findet sich in den Molassemergeln der Kalk in Konkretionen, so z. B. in den helixreichen Mergeln vom Hornbachgraben (Tal der Grüne, Napf), bei der Breitlandenbergruine (bei Wyla, Töß tal) und westlich Tägermoos (Untersee — Bodensee), welche sämtlichen Lokalitäten der oberen Molasse angehören.

5. Molassekalksteine.

Literatur:

Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, besonders Liefg. 11:

F. J. Kaufmann, Gebiete der Kt. Bern, Luzern, Schwyz u. Zug. 1872.

J. Früh, Zur Geologie von St. Gallen u. Thurgau. Ber. d. St. Gall. naturw. Ges. 1884/85.

L. Rollier, Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII 1:100000. „Materiaux", nouv. serie, 8 livt. 1898.

E. Letsch, Die schweiz. Molassekohlen östlich der Reuß. Beiträge z. Geologie d. Schweiz, Geotechn. Serie, 1. Liefg. 1899.

E. Kissling, Die schweiz. Molassekohlen westl. der Reuß. Beiträge z. Geologie d. Schweiz, Geotechn. Serie, 2. Liefg. 1903.

C. Schmidt, Über tertiäre Süßwasserkalke im westlichen Jura. Zentralbl. f. Mineralogie, Geol. u. Pal. Jahrg. 1904, Nr. 20.

Rollier, Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse usw. Denkschriften der Schweiz. naturf. Ges. 1911.

Wie alle leichter transportierbaren Substanzen, so ist besonders auch der Kalk in Lösung von den aus den Alpen kommenden Strömen der Molassezeit weit hinausgetragen worden, bevor er sich niederschlug. In der subalpinen Molassezone sind Kalkmergel und Kalksteine selten. Mit der Entfernung von den Alpen nehmen sie in der unteren, besonders aber in der oberen Molasse an Häufigkeit und Bedeutung zu. Sie gehören aber sehr verschiedenen Horizonten an und sind von lokaler Ausbreitung, ganz ähnlich wie die Kohlenflöze, in deren Gesellschaft sie selten fehlen. Die Kalkbänke sind selten bis 2 m, oft nur wenige Zentimeter mächtig, ausnahmsweise können sie, wie der Rugulosakalk von Oberwynau und Boningen bei Aarwangen, über 20 m mächtig werden. Weiter gegen den Plateaujura und in den Kettenjura hinein scharen sich die Kalke der Molasse mehr und mehr zu ausgebreitetern stratigraphischen Horizonten. Stets sind es Süßwasserkalke. Marine Kalke sind, abgesehen von dem ganz zoogenen Randengrobkalk, in der Molasse nicht gefunden worden. Merkwürdigerweise fand man bis jetzt niemals Diatomeen in den Molassekalken. Fast alle Süßwasserkalke der Molasse haben etwas Tongehalt, so daß sie sehr oft zu Wetterkalken gebrannt werden. Sie sind dicht, seltener kristallinisch, oft an Schrattenkalk oder Seewerkalk erinnernd, hell weißlich-grün, braun, grau oder rot, homogen oder knollig, oft bituminös und beim Anschlagen stark stinkend.

Süßwasserkalke der Molasse sind von folgenden Lokalitäten bekannt:

1. Untere Molasse, subalpine Zone.

Zahlreiche meist nur 30 cm dicke Bänke zwischen und in den Kohlen des Tales der Paudèze bis Semsales. — Bei Bolleren, NW Fuß der Brüschegg südlich Einsiedeln. — Rufi bei Schännis: hellbrauner bis schwarzer Süßwasserkalk, in mehreren Bänken mit der Rufikohle wechsellagernd, reich an Süßwasserschnecken, besonders kleinen Planorben, äußerst hart und splittrig.

2. Mittlere Molasse, subalpine Zone.

Gugger zwischen Richental und Pfaffnau (Napfgebiet). Schwanderegg bei Schwarzenberg (Kanton Luzern). Blattenberg westlich Luzern. Sonnenberg bei Littau (Luzern): bituminöser Kalk mit kleinen Planorben in direktem Kontakt mit Muschelsandstein voller Tapes helvetica (altes Kohlenbergwerk). Luzern, Hofkirche: Kalk in Begleitung eines Kohlenflözes, in mehreren Lagen, gleichförmig, muschelig brechend, manchmal alpenkalkähnlich, 15—30 cm mächtig. Lützelmatt und Hof Utenberg bei Dietschenberg bei Luzern: Süßwasserkalk, mit Land- und Süßwasserfossilien, wohl derselbe wie bei der Hofkirche Luzern. Zweibrücken an der Sitter bei St. Gallen: Stinkkalk, 9—12 cm, mit Planorben, in 0,6—0,2 cm dicke Blätter spaltend, zum Teil kieselig.

3. Obere Molasse der subalpinen Zone und des Mittellandes.

Hier werden die Süßwasserkalke häufig. In der Literatur findet man solche von gegen 100 Lokalitäten zitiert. Fast immer sind es nur einzelne Bänke. Sie sind selten weit verfolgbar. Wir nennen einige typische Beispiele.

Napfgebiet meist dicht, fossilleer, selten bis $^1/_2$ m, so im Wildeneygraben, Ramseegraben, Teufenbachgraben, Golgraben bei Langnau, an letzterer Stelle mit Planorbis declivis Brzt. und Charasamen, ferner Rümlig, Lachenweid und Twerenegg bei Wolhusen, Schwarzentrub, Birchegg, zwischen Trittenbach und Dürrbach usw.

Kanton Luzern und Aargau: Buron mit Limnaea dilatata Noul., Planorbis declivis Sandb., Bythinia gracilis Sandb., Kulmerau, Kramiswald (Baldeggersee), Bühl bei Hägglingen, Spreitenbach (Limmatal) voll Planorbis, Lymnaea, Cyclas.

Kanton Zug und Schwyz: Baarburg mit Helix und Clausilia, Hoheronen das Kohlenflöz begleitend.

Kanton Zürich: Obfelden, Käpfnach bituminös, schneckenreich, das Kohlenflöz begleitend, Reppischtal bituminös, die Kohlenflöze begleitend; Adliswil im Sihltal und Horgerallmend gehören vielleicht zum gleichen Horizont. Zwischen Zürichseetal und Glattal findet sich ein ausgedehntes Lager von Süßwasserkalk bei Hüllestein, Hombrechtikon, Bubikon, Rüti, Grüningen, Hinweil, Wetzikon und in der Umgebung von Dürnten. Wahrscheinlich davon verschieden sind die zwei Lager an der Seehalde von Meilen-Feldmeilen, durch 4 m Mergel getrennt. Weitere Lokalitäten mit Süßwasserkalken sind Urdorf, Schwamendingen, Seebach, Stöckentobel, Balgrist, alle in der Umgebung von Zürich. Das bituminöse Kalklager beim Balgrist ist besonders reich an großen Planorbisschalen.

Wie das Nagelfluhgebiet des Napf, so ist auch dasjenige des Tößtal an einzelnen dünnen Süßwasserkalklagern reich. Solche finden sich bei Dussnang (Schläppli), Schübel bei Bauma unter dem ganzen Hörnli durchziehend, Kirche Zell, Mehltobel bei Fischental, Rikon — Kollbrunn, Steinenbach, Umgebung von Winterthur, Neftenbach, Seuzach.

Thurgau: Nicht so häufig wie im Gebiet des Kantons Zürich, am reichlichsten im oberen Murgtal: Littenheid, Oberwangen, Dietswilerhöhe, Umgebung von Fischingen, Sirnach, Münchwilen, Umgebung von Frauenfeld (Stinkkalk im Tobel von Gachnang, Wetterkalk im Wellhauser Tobel). Ferner: Wyl, Lustdorf, Herderen, bituminös in mehreren bis 7 cm dicken Lagen mit Kohle wechselnd. Im Debrunner Tobel östlich Herderen wird Wetterkalk in mehreren Niveaus bis je 60 cm Mächtigkeit ausgebeutet. Mammern (Oberliebenfelserbach), 40 cm Stinkkalk mit Planorbis bei Steckborn (Wolfskehlen), Berlingen mit Unio flabellatus und Pflanzen, Egelshofen südlich Konstanz.

Hierher sind auch die Lager ob Oehningen oder Wangen zu zählen, die nördlich des Bodensee hoch am Berge nahe außerhalb der Schweizer Grenze liegen.

4. Jurazug untere Molasse.

Süßwasserkalk von Moutier (nach Rollier eocän, nach Schmidt unteroligocän). Delsberger Becken, Moutier, Weißenstein südliche Tunnelmündung, Orbe, Le Lien (Vallée de Joux).

Delsberger Kalk, Delémontien, schließt das Oligocän nach oben ab und ist der ausgedehnteste und sicherste Horizont des Tertiärs im Bernerjura. Er zerfällt in zwei Niveaus, ein höheres, konstanteres: Ramondikalk (mit Helix Ramondi), und ein tieferes, weniger ausgedehntes: Rugulosakalk (mit H. rugulosa). Bei Waldhütte südlich Waldenburg, in den Umgebungen von Mümliswil, Matzendorf, Souboz liegen die beiden Kalke übereinander und sind durch sandige Mergel oder Mergelsandsteine getrennt.

Fundorte der Delsberger Kalke: Ramondikalke am Abhang des Plateau von Echallens und beiderseits des Tales von Yverdon, Corsonay usw., besonders in Epantaires bei Essertines und Oulens.

Im Juragebirge: Chaux, Recollaine und Courchapoix bei Delsberg (Rugulosa), Moutier, Souboz, Sornetan, Bellelay bis Pruntrut (Rugulosa), Court-Tavannes. St. Imier, Boudry (Rugulosa), Tüllingen bei Basel („Tüllinger Kalk"), Therwil und Benken, Breitenbach, Matzendorf, Ramiswil, Neuhäuslein im Bogenthal (Rugulosa), Mümliswil, Waldenburg (Waldhütte Humel), schwach in der Mulde von Gänsbrunnen. Sodann südlich des Jura in Oberwynau, Boningen, Rußhausen bei Aarwangen. Bei Aarwangen haben die Rugulosakalke 25—30 m Mächtigkeit.

Weiter östlich vom Gebiete von Solothurn ist der Delsberger Kalk meistens nicht mehr zum Absatz gekommen, mittelmiocäne Sedimente transgredieren dort oft auf Jura. Aus der unteren Molasse sind dort noch folgende Vorkommnisse des Süßwasserkalkes zu nennen:

Villnachern (konkordant auf Untersequan); Südabhang des Kastenberges (Aargau), zum Teil Trümmer von Wettinger Schichten zementierend; Buchhalde zwischen Uhwiesen und Schloß Laufen; Flurlingen bei Schaffhausen im Fundament der Bindfadenfabrik.

5. Jurazug mittlere Molasse

hat nur bei St. Croix und in der Umgebung von Gelterkinden Süßwasserkalke auffinden lassen.

6. Jurazug obere Molasse.

Nur spärlich ist obere Molasse noch in den Juramulden zu finden und enthält dann stets „Oehninger Kalk". Derselbe führt Helix Renevieri, Podogonium Knorri, Anchitherium Aurelianense usw. Nach Norden geht der Oehninger Kalk nicht über Delsberg hinaus. Fundstellen sind:

Locle, Rainson bei Courtelary, Tramelan, Sorvilier, Vermes, Wölfliswyl (südlich Frick). Läufelfingen (bei Zeglingen) hat einen dem Argovian konkordant aufgelagerten Süßwasserkalk, der fraglich Oehninger Kalk ist.

Die Farbe der Molassesandsteine, Mergel und Kalksteine ist vorherrschend grau und gelblichgrau. Gelegentlich sind einzelne Mergellager mehr oder weniger stark grün oder rot gefärbt, ausnahmsweise dunkelrot. In den untersten Teilen der Molasse nimmt die rötliche Farbe recht auffallend durchweg zu. Die aquitanischen Mergel sind vorherrschend rot — die „rote Molasse". Da, wo die vindobonischen Muschelkalke die Basis der Molasse bilden, sind sie ebenfalls oft rot gefärbt. Wo die Molasse dem Jura aufliegt, kann man oft deutlich sehen, daß die Rotfärbung mit den roten unterliegenden Bohnerztonen in Zusammenhang steht. Überall, wo die Gewässer der Molassezeit transgredierend über den Jura vorrückten, fanden sie Bohnerz und Bohnerztone, welche aufgearbeitet und eingeschwemmt die rote Farbe für die unteren Molasseschichten geliefert haben. Um so auffallender bleibt es, daß die Sandsteine der Molasse meines Wissens niemals sich rot färben. Mitten zwischen rötlichen Kalksteinen und roten Mergeln bleiben sie neutralgrau, grüngrau, gelb oder braun. Ein Molassesandstein rot wie so oft Buntsandstein oder Keupersandstein kommt nicht vor.

6. Die Molassekohlen.

Literatur:

E. Letsch, Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuß, Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie 1. Liefg. 1899.

E. Kissling, Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuß, Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie 2. Liefg. 1903.

a) Beschaffenheit der Molassekohlen.

Durch das ganze Molasseland der Schweiz sind eingelagerte Kohlenflöze keine Seltenheiten. Überall hat man, besonders in Zeiten der Steigerung der Holzpreise, nach solchen gesucht; übertriebene Hoffnungen sind gehegt und zerstört worden. Wir kennen den Charakter dieser Kohlenflöze nun genügend, um zu sagen: Jede weitere Hoffnung ist unbegründete Illusion.

Analysen einiger Proben von Molassekohlen.

	Kohlen roh (mit hygroskopischem Wasser)		Kohlen trocken (ohne hygroskopisches Wasser)		
	Paudex (Conversion) (Waadt) %	Käpfnach (Zürich) %	Paudex (Waadt) %	Käpfnach (Zürich) %	Rufi (St. Gallen) %
C	63,30	45,07	67,09	48,72	64,93
H	—	3,01	5,27	3,25	5,04
O	12,27	13,48	13,01	14,57	15,54
H_2O	10,61	7,49	-	—	—
Asche	9,25	27,14	9,79	29,34	14,48
S als FeS_2	4,57	3,81	4,84	4,12	—
	100	100	100	100	100

Die Molassekohlen der Schweiz sind nach dem Verkohlungsstadium Braunkohlen. Sie enthalten nach Abzug des irregulären Bestandteiles, der Asche, 60—70% Kohlenstoff. Allein sie sind nicht weich und braun wie die deutschen Tertiärkohlen gleichen Verkohlungsstadiums, sondern schwarz, glänzend und spröde, nicht ohne nähere Prüfung von Steinkohlen zu unterscheiden. Wir können sie deshalb nicht „Braunkohlen" nennen. Escher hat den Ausdruck „Molassekohlen" vorgeschlagen. Die Sprödigkeit und schwarze Farbe wird dem leider meist hohen Gehalt an fein zerteiltem Schwefeleisen zugeschrieben.

Wir kennen, die bloßen Nester nicht mitgezählt, Molassekohlen von ca. 350 verschiedenen Fundstellen zerstreut im ganzen Molassenland. Wohl 80—90 verschiedene Flöze sind wenigstens vorübergehend in Ausbeute genommen worden. Aber einzig die Flöze von Paudèze-Belmont bei Lausanne und von Käpfnach am Zürichsee haben eine längere Ausbeute ermöglicht, sind aber auch jetzt fast erschöpft. Die Molassekohlenflöze treten in allen Abteilungen der Molasse auf, sind aber in der oberen Molasse viel häufiger als in der unteren. Stets sind sie nach Mächtigkeit und Ausdehnung sehr untergeordnete Einlagerungen. Meistens tritt ein Flöz vereinzelt auf, selten mehrere nahe bei sammen. Die Flöze haben beschränkte Ausdehnung und untereinander keinen Zusammenhang. Wir können deutlich unterscheiden allochthone und autochthone Flöze.

b) Allochthone Flöze, Schwemmkohlenflöze.

Diese sind von sehr geringer Ausdehnung, gewöhnlich fast nur nesterförmig, oder in unzusammenhängenden Fetzen, oder gar nur in einzelnen Kohlenstücken bis zu kleinen Brocken hinab eingestreut. Oft laufen die Nester aus in rostige Schnüre. Sie kommen in allen Molassegesteinen vor, in Mergeln, Tonen, Sandsteinen und Nagelfluhen. Sie finden sich in rein marinen Absätzen mitten zwischen Austern so häufig als in Land- oder Süßwasserabsätzen und dann recht oft von guterhaltenen Blättern begleitet („Blättersandstein" bei Speicher, Dornach, Aarwangen). Die Mehrzahl der allochthonen Kohlennester bestehen aus Stammstücken und Aststücken und zeichnen sich dann durch hohe Reinheit der Kohle aus. Ihr Aschengehalt liegt zwischen 2 und 4%. Mehr aus Blattwerk angehäufte Kohlennester dagegen sind weniger rein. Die Zahl der Kohlennester ist ungeheuer. Sie werden vorübergehend sichtbar und gehen wieder durch Abwitterung und Überschüttung verloren. Niemals finden sie sich so gehäuft, daß eine auch nur vorübergehende Ausbeute sich gelohnt hätte.

Einige Beispiele allochthoner Kohlenvorkommnisse (Nester und Schmitzen):

Obere Molasse.

Wildeneygraben im Napfgebiet: Kohlenschmitzen zwischen Nagelfluh; Gubel bei Lipperschwendi im Töß̈tal (Kt. Zürich): Nester in grauem Schiefermergel. Nestervorkommnisse im ganzen Töß̈tal in Sandstein und Nagelfluh häufig. Rheinhalde zwischen Dachsen und Rheinau (Kt. Zürich): bis einige Zentimeter dicke Adern in grauem, glimmerigem Knauersandstein; Lattenberg bei Stäfa am Zürichsee, kurze Schmitzen bis 10 cm Mächtigkeit, sowohl Sandstein wie Konglomerat unregelmäßig durchsetzend; ebenso Schirmensee am Zürichsee: einige bis 3 m lange und höchstens 2 - 3 cm starke Kohlenadern in Nagelfluh. Bachenbülach (Kt. Zürich) vereinzelte Nester in Sandstein; Seerücken zwischen Thur und Bodensee (Kt. Thurgau): Nester häufig. Seelmatten im Tanneckertal (oberes Murgtal, Kt. Thurgau): Kohlennest mit Backenzähnen von Aceratherium incisivum Cuv. (Rhinoceros) und

Mastodon angustidens Cuv. in Sandstein zwischen Nagelfluh. Umgebung von Fischingen (Kt. Thurgau): verschiedene nesterartige Vorkommnisse.

Mittlere Molasse, marin.

Belpberg, südlich Bern: zum Teil reine Pechkohle, zum Teil mit viel Pyrit. Bantiger bei Bern: Kohlentrümmer von 2—4 mm Dicke, die Mergel durchziehend. Burgdorf (Kt. Bern): Nester von Pechkohle in Nagelfluh und Sandstein. Madiswyl (Bez. Aarwangen Kt. Bern): häufige, bis 60 cm lange und 8 cm dicke Pechkohlenschmitzen im Muschelsandstein, deutlich von verkohlten und plattgedrückten Baumstämmen herrührend. Rußwyl bei Luthern (Kt. Luzern): zahlreiche bis 3 cm dicke Pechkohlenschmitzen in Sandstein und Mergeln. Büttenhardt, Stetten und Lohn (Kt. Schaffhausen); hie und da Schwemmkohle in mariner Austermolasse. Bäch und Bolligen am Zürichsee: dünne Kohlenstreifen häufig, von Baumstämmen herrührend, im marinen Sandstein. Gottschalkenberg-Hoheronen Kohlenschmitzen in bunter Nagelfluh.

Untere Molasse.

Bäuchlen, zwischen Marbach und Flühli (Kt. Luzern): unregelmäßige Kohlenschmitzen in grauem Molassesandstein, so in einer Runse, die bei Vorderdorbach in das Hilferental ausläuft. Neu St. Johann im Toggenburg, Kanton St. Gallen (zwischen Schrändli und Gräben): linsenförmiges Kohlennest, 20—30 cm mächtig, 2 m lang, mit deutlicher Holztextur, in Sandstein. Alp Oberkäsern am Speer (Kt. St. Gallen): Schwemmholzkohle ziemlich häufig in Stücken in Nagelfluh.

c) Autochthone Kohlenflöze.

Ausdehnung größer, Mächtigkeit gering aber gleichmäßiger, die einschließenden Schichten, Einschlüsse (Fossilien), Aschengehalt, Vorkommnisse in unterer, mittlerer und oberer Molasse.

Wahrscheinlich alle größeren Molassekohlenvorkommnisse und im besonderen alle ausgebeuteten oder noch in Ausbeute begriffenen Flöze gehören hierher. Alle Anzeichen für Wachstum an Ort und Stelle nach Art der Torflager in seichten Süßwasserseen oder Tümpeln sind erkennbar. Die Merkmale sind folgende:

Größere Ausdehnung (immerhin sehr gering im Vergleich zu den karbonischen Kohlenflözen). Zu den größten gehören: Sonnenberg bei Luzern ca. 5 km Erstreckung im Streichen, Hoheronen 4 km, Rufi-Schänniserberg ist auf 6—7 Hektaren ausgebeutet, Käpfnach ist auf 6—7 km² verfolgbar, ca. $1\,^1/_2$ km² sind ausgebeutet, der Rest zu geringwertig. Riedhof-Adliswil am Albis mag 20—30 km² Fläche einnehmen. Sehr viele andere sind weniger als 1 km² oder weniger als ein Hektar groß.

Geringe aber ziemlich gleichmäßige Mächtigkeit. Die Mächtigkeit der Molassekohlenflöze beträgt in der Regel nur einige Zentimeter. Häufig sind 20—40 cm, ausnahmsweise 50—60 cm. Ein Flöz von 1 m brauchbarer Kohle ist im schweizerischen Molasselande einzig vorübergehend in Rufi gefunden worden. Häufig stellen sich auch innerhalb eines Flözes wieder teilende mergelige Lagen oder Schichten von bituminösem Süßwasserkalk ein (Semsales im Tal der Mionnaz, Hofkirche Luzern, Sonnenberg bei Littau, Herdern mit einer Mächtigkeit der Teilflöze von 9—15 cm und einer Gesamtmächtigkeit von 60—90 cm, teilweise Käpfnach, Rufi bei Schännis).

Beispiele für Flözmächtigkeit:

Herdern (Thurgau) 2 Flöze, jedes	10— 15 cm	Rufi bei Schännis	30 – 120 cm
Elgg (Kt. Zürich)	24— 34 „ (5—60)	Paudex	20— 25 „
Riedhof im Reppischtal	6 – 42 „	Hohe Rone	15— 24 „
Käpfnach (Kt. Zürich)	11— 42 „	Oron	22 „
Luzern (Hofkirche)	30 „	Belmont	12— 18 „

Blapbach (Napfgebiet)	22 cm	Grüsisberg bei Thun	2—6 cm
Schwarzenberg b. Gontenschwyl	15 „	Ilfistal	3—8 „
Niederuzwil (St. Gallen)	8—10 „	Goldgraben (Napf)	2—8 „
Wynau (b. Aarwangen)	7 „	Hornbach (Napf, Grünen)	2 „
Frienisberg (Bez. Aarberg)	4 „		

Umschließende Schichten. Alle autochthonen Kohlenflöze sind von schwarzen bituminösen Schneckenmergeln unterlagert (Lymnaeus, Planorbis, Melania, Unio, Anodonta usw.). In der Regel sind die Mergel in der Randregion des Flözes dunkler, gegen die Mitte können sie durch bituminöse Kalke (Seekreiden, Stinkkalke) ersetzt sein, die weniger reich an Schnecken sind. Diese letzteren stellen den Absatz im mittleren tieferen und erst später übertorften Teil des Beckens dar. Sehr häufig treffen wir aber in der Molasse auch bituminöse Schneckenmergel und Süßwasserkalke ohne Kohlen darauf. Die Decke des Kohlenflözes ist an keine Regel gebunden, sie kann Mergel, Ton, Sandstein oder Nagelfluh sein. Die autochthonen Kohlenflöze erweisen sich stets als Ablagerungen in Süßwasser, und wenn sie auch einem marinen Komplex eingelagert sind, sind sie doch stets von einem kleinen Paket Süßwasserschichten begleitet und beweisen somit eine wenigstens während der Kohlenbildung vorübergehende Trennung der Deltalagune vom Meer.

Einschlüsse. Die Molassekohlenlager enthalten hie und da Stämme (Schwarzenberg bei Gontenschwyl, Kanton Aargau), die begleitenden, besonders die aufliegenden Tonmergel enthalten Zweige, Blätter, Früchte (Paudex, Rufi-Hoherone, Elgg, Herdern). Ferner kommen Süßwassertiere direkt in den Kohlen vor, so z. B. gepreßte Planorbisschalen in Käpfnach, Herdern usw. Endlich sind die ausgezeichneten Funde von Landwirbeltieren zu nennen aus den Kohlenflözen von Käpfnach, Elgg, Greit am Hoheronen, Rufi bei Schännis, Tal der Paudèze bei Lausanne. Auf die Versteinerungen aus den Molassekohlen kommen wir zurück. Gerölle als Einschlüsse in den Kohlen sind meines Wissens noch nirgends, wenigstens nirgends in den autochthonen Kohlenflözen gefunden worden.

Der Aschengehalt der autochthonen Molassekohlen ist leider gewöhnlich recht groß. Er ist eben bedingt durch den gleichzeitigen chemischen und mechanischen Niederschlag aus dem Wasser des Tümpels oder Sees, in welchem der Torf gewachsen ist. Er beträgt in der Regel 12—30%, kann aber auch noch höher werden, bis wir schließlich mehr einen kohligen Mergel als eine unreine Kohle vor uns haben. Schichtchen solcher schwarzer kohliger Mergel zwischen den gelb, rotgrün usw. gefärbten Mergeln und Sandsteinen sind noch viel häufiger als die eigentlichen Kohlenflöze und ebenfalls in stehendem Wasser durch Beimischung abgestorbener Pflanzen, aber ohne genügende Torfbildung entstanden.

Vorkommnisse:

Autochthone Molassekohlenflöze finden sich an folgenden Lokalitäten und sind an den durch den Druck hervorgehobenen bergmännisch ausgebeutet worden:

Untere Molasse.

Paudex, Belmont, Châtillens, Oron, Tal der Mionnaz (Kt. Waadt); Marsens (Kt. Freiburg); Gurnigelwald (Kt. Bern); Grüsisberg bei Thun (Kt. Bern); Eriztal: 250 m hinter Losenegg (Kt. Bern); Granges de Vesin (südlich Estavayer, Kt. Freiburg); Wynau bei Aarwangen

(Kt. Bern); Escholzmatt (Kt. Luzern); Rufi bei Schännis (Kt. St. Gallen); Altstätten (Kt. St. Gallen) am Kesselbach ob der Tobelmühle.

Kohlenspuren, zum Teil mehr nesterartig, die zu Nachforschungen und mehr oder weniger vergeblichen Ausbeutungsversuchen Anlaß gegeben haben, werden noch erwähnt von Rivaz, Savigny, Forel, Chexbres, Epesses, Chailly, Châtelard bei Clarens, Marbach, Bäuchlen, Neuenegg, Laupen, Frienisberg (Bez. Aarberg).

Mittlere Molasse (Burdigalien-Vindobonien).

Luzern (hinter der Hofkirche); Sonnenberg bei Littau (westlich Luzern); St. Gallen und Umgebung, von Zweibrücken an der Sitter bis Sturzenegg an der Urnäsch).

Obere Molasse.

Seitentäler der Ilfis zwischen Langnau und Trubschachen (Napfgebiet); Tal der Grünen im Napfgebiet (Hornbachgraben und Kurzeneigraben); Hintergrund des Fontannentales (Entlebuch, Kt. Luzern); Büron an der Suhr (Kt. Luzern); Schwarzenberg bei Gontenschwyl (Aargau); Hägglingen bei Mellingen (Kt. Aargau); Hoheronen (Kt. Zug); Käpfnach am Zürichsee; Riedhof im Reppischtal (Kt. Zürich); Spreitenbach bei Dietikon (Kt. Zürich); Adliswil und Umgebung (Kt. Zürich); Elgg, vielleicht zum Teil allochthon (Kt. Zürich); Raat bei Weiach (nördlicher Kt. Zürich); Töfftal (Kt. Zürich), vielleicht zum Teil allochthon; Bachtelgebiet (Kt. Zürich), zum Teil vielleicht allochthon; Siggenthal und Umgebung (Kt. Aargau); Herdern (Kt. Thurgau); Mammern am Bodensee; Berlingen und Ermatingen am Bodensee, zum Teil allochthon; Wellhausen östlich Frauenfeld (Kt. Thurgau); Mukart bei Frauenfeld (Kt. Thurgau); Wiesholz und Hittisheim bei Ramsen (Schaffhausen); Niederuzwil (St. Gallen); Echeltswil bei Goldingen (Kt. St. Gallen); Locle (Tertiär des Neuenburger Jura, dünne, rasch auskeilende Kohlenlagen).

Die stratigraphischen Niveaus, in welchen sich autochthone Molassekohlen finden, liegen vertikal zur Schichtung gemessen, um viele Hunderte von Metern auseinander, und stets sind sie von Süßwasserschneckenmergeln unterlagert, auch wenn sonst der ganze Schichtkomplex marin ist. Und alle die Flöze sind von sehr beschränkter Ausdehnung und wechselndem Ort. Die Torftümpel können nicht tief und nicht zusammenhängend gewesen sein. Sie waren wohl die Lagunen in den ins Meer vorrückenden Deltas. Süßwasserbildung und Marines wechseln immer wieder miteinander ab, horizontal wie vertikal in den Schichtenreihen. Aber solche Erscheinungen von unten bis oben durch die ganze Mächtigkeit der Molasse sich wiederholend, beweisen, daß während der Molassebildung eine fortwährende Senkung des Landes stattgefunden haben muß.

Nähere Angaben über einige Molassekohlenflöze mögen folgen:

d) Käpfnach bei Horgen am Zürichsee.

Historisches. Das Kohlenlager wird zuerst erwähnt 1548 vom Chronikschreiber Stumpf, dann vergessen, 1663 neu gefunden und durch Ziegler Landis mit Schürferlaubnis vom Kanton Zürich einige Jahre ausgebeutet. 1708 bestimmt J. J. Scheuchzer richtig das Vorkommen, Lagerung, Begleitschichten, Qualität. Auf seinen Antrag läßt die Regierung des Kantons Zürich selbst unter Leitung einer Kommission, der Scheuchzer angehört, ausbeuten. 1729—1745 steht wegen wieder gefallener Holzpreise die Ausbeute still. 1769 ist das Bergwerk privatem Raubbau verfallen. 1784 richtet der Staat Zürich regelrechten Abbau ein und beruft als Leiter Obersteiger Ginsberg von Ansbach. Seither folgt ununterbrochener bergmännischer Betrieb mit Bergversatz durch den Staat (Kt. Zürich). 1873 wird eine Zementsteinschicht in einigen Teilen des Bergwerkes unter den Kohlen entdeckt. Das Bergwerk wandelt sich in ein Zementwerk um. Für den Zementstein wird Streckenbau unter Belassen großer Pfeiler angewendet, nicht Bergversatz. Statt die schlechten Kohlen zu verkaufen, werden sie zur Zementfabrikation im Selbstkonsum verbraucht. Die Ausbeute ist mehr und mehr unrentabel geworden. In den Randregionen der bisherigen Ausbeute wird die Kohle zu schlecht und schwach, der Zementstein sandig, die Förderdistanz zu groß. Die einzige noch gute

Region im vorderen Teile des Bergwerkes östlich, die früher wegen des Fehlens der Schrämmergel belassen worden war, liegt zu wenig tief (25 m) unter Bauland, so daß zu große Mittel zum Grubenausbau aufgewendet werden müßten. 1909 ist deshalb von der staatlichen Aufsichtskommission auf meinen Antrag Schluß des Bergbaues auf 1912 beschlossen worden.

Das Flöz. Käpfnach hat ein einziges der oberen Molasse angehörendes Kohlenflöz. Höhenlage 411—450 m über Meer. Schichtfall 2—5% gegen N. Gesamtfläche ca. 6 km², davon etwas über 1 km² ausgebeutet, in weiterer Ausdehnung zu schwach und „verschiefert" (mergelig).

Generelles Profil von oben nach unten (numeriert von unten nach oben):

6. Toniger Sandstein, sehr zähes, gut haltbares Dach.
5. Weißlicher Tonmergel 0,1—0,5 m.
4. Flöz 11—42 cm mächtig, in weiter Erstreckung durch eingelagerten bituminösen Schneckenkalk von 0,02 bis 0,15 cm in zwei Teile geteilt. Im Kohlenflöz selber großer Reichtum von obermiocänen Wirbeltieren, keine bestimmbaren Pflanzen, auch nicht in den begleitenden Schichten.
3. Grauer Mergelton („Schrammberg") und schwärzlicher Mergel („Straßberg"), zusammen 0,0 bis 1,2 m gegen S zunehmend.
2. Zementstein 0—3 m gegen SE zunehmend, reich an Helix, Planorbis, Melania Escheri.
1. Toniger Sandstein als Sohle.

Schrammberg und Straßberg haben 5—10% $CaCO_3$, der Zementkalk hat 60—75% $CaCO_3$ und bis 15% $MgCO_3$. Letzterer bedingt zu rasches Abbinden des Zementes, deshalb Mischung mit Zementstein von Mühlehorn notwendig. — Das Flöz „verschiefert" gegen W, S und E.

Die Kohle ist schwarz, spröde, glänzend. Kalilauge extrahiert kein braunes Humat mehr, zerfällt sandig beim Verkoken, ist mager.

Die Analyse der trockenen und der rohen Kohle ist schon S. 81 angegeben worden.

Nach Abzug der Asche ergeben sich daraus:

65—72%	C
ca. 5,3	H
ca. 22,9	O.

1 kg	verdampft Wasser	und kostete 1890
Käpfnacher Kohle	3,5 kg	$1^1/_2$ Rappen
Saarbrücker Kohle	6,2 „	$4^1/_2$ „

Die Käpfnacher Kohle, nach dem Effekt berechnet, war also 1,66 mal billiger als die Saarkohle, allein die große Menge Asche und besonders der Schwefelgehalt waren zu unangenehme Beigaben.

Verhältnisse der Ausbeute. Das Kohlenlager von Käpfnach leidet also an geringer Qualität und geringer Mächtigkeit der Kohle. Die Ausbeutung konnte sich nur durch die Kombination vieler günstiger Nebenumstände halten. Dieselben sind oder waren:

Lage. Mündung des Bergwerkes einige Meter über dem See, Abwurf direkt in die Transportschiffe. Haldensturz direkt in den See. Seeufer reich an industriellen Etablissementen. Eisenbahn am Bergwerk vorbei.

Im Berginnern: Gute Schrämmschicht, vortreffliches, ohne jede Zimmerung haltendes Dach. Stollenbau mit natürlichem Gefälle nach außen, dadurch natürliche Wasserführung, im inneren Teile vollständige Trockenheit, keine Fördermaschinen nötig, durch Schacht hinten gute natürliche Lüftung, keine Wetterführungsmaschinen, keine Wettermaschinen notwendig.

Verwertung von Nebenprodukten: Mergel unter der Kohle werden als Düngmergel in die Weinreben verkauft, zeitweise zur Alaunfabrikation verwendet, Zementstein unter den Kohlen, die Kohlen zur Zementbrennerei gut und genügend, die dabei sich ergebenden Kohlenschlacken werden zur Herstellung von Zementschlackensteinen verwendet usw.

Es sind per Jahr 2000—104 000 (1871) Meterzentner Kohle, bis 1896 etwas über $2^1/_2$ Millionen Meterzentner ausgebeutet worden. Der Reinertrag schwankte zwischen 36 000 Frs. Gewinn und 6000 Frs. Rückschlag. In Summe hat bis 1893 das Bergwerk Käpfnach dem Staate Zürich 390 000 Frs. Reinertrag eingebracht. Es ist jetzt aufgegeben und geschlossen.

Etwa $1^1/_2$ km SE des Dorfes Käpfnach ist bei 450—470 m Meerhöhe die schwächere Fortsetzung des gleichen Lagers zeitweise in Ausbeute genommen worden. In dem ziemlich ausgedehnten Stollenbau wird noch heute Kohle und Zementstein gebrochen. Das Bergwerk heißt Gottshalden.

e) Paudex bei Lausanne.

Historisches. Die ersten Abbauversuche fanden schon in der Mitte des 18. Jahrhunderts statt. 1771 erteilte die Berner Regierung eine eigentliche Konzession. Bald wurde mit der Ausbeutung begonnen und die Kohlen größtenteils zum Betrieb einer in Paudex errichteten Glashütte verwendet. Aber es fehlte dem Unternehmer an den nötigen Kenntnissen, es wurde ein bedauerlicher Raubbau getrieben. Um 1800 scheint jeglicher Abbau aufgehört zu haben. Erst ca. 1825 begannen neue Nachgrabungen, sowohl in Paudex als im nahen Belmont. Von 1829 bis 1898 wurde im Gebiet der Gemeinden Pully, Paudex, Lutry und Belmont eine ganze Menge von Konzessionen an Private erteilt. In deren etwa acht wurde einige Zeit ziemlich lebhaft gearbeitet. In den meisten Fällen kam Stollenbau, an einigen wenigen Stellen auch Tiefbau zur Anwendung, letzteres z. B. in der Konzession Bermont.

Seit der massenhaften Einführung fremder Steinkohlen haben die Bergwerke mehr und mehr ihre Bedeutung verloren. Heute sind von sämtlichen Gruben des aquitanen Kohlenzuges Paudex-Semsales nur noch Paudex und Belmont in Betrieb. In Belmont geht die Förderung stets zurück; in Paudex hat man seit einiger Zeit wie in Käpfnach mit der Verwertung der Nebenprodukte (Mergel zur Zement- und Backsteinfabrikation) begonnen.

Das Flöz liegt in den Schichten mit Helix Ramondi der unteren Molasse, die reich an Süßwasserkalkbänken und Kohlenflözen sind. Dem Tal der Paudèze entlang sind von Paudex bis Belmont zwei Flöze von Bedeutung, ein unteres, der „petit filon", 8—9 cm mächtig, und ein 5,4 m höher gelegenes, der „grand filon", 20—25 cm mächtig. Sie fallen mit 30°—75° nach SE und sind häufig von Verwerfungen durchsetzt von 0,6—45 m Sprunghöhe. In den hintersten Stollen, namentlich der Konzession La Conversion, nimmt die Mächtigkeit bedeutend ab. Wahrscheinlich sind es noch die gleichen zwei Flöze, die in derselben Schichtenzone bei Châtillens und Oron, je 10—14 cm mächtig, ausgebeutet wurden.

Die Kohle. Analyse siehe S. 81. 1 kg Kohle von Conversion liefert mit dem Bolleyschen Kalorimeter 3329 Kalorien und verdampft 5,23 kg Wasser von 0°, getrocknet 4777 Kalorien und verdampft 7,5 kg H_2O von 0°. Sie brennt mit langer Flamme, Geruch nach SO_2 und Bitumen.

Ausbeute. Die Ausrichtung der Flöze geschieht fast allgemein durch Stollen. Die Grundstrecken im Streichen der Flöze dienen zugleich als Förder- und später als Wetterstrecken. Von ihnen aus wird in 2—3 m Stößen („tailles") abgebaut, nach aufwärts in „tailles montantes", nach abwärts in „tailles descendantes". Diese Abbaustrecken zu beiden Seiten der Grundstrecke sind meist etwa 60 m lang, das Abbaufeld also etwa 120 m breit. Die Stöße sind 40—60 cm hoch. Die First wird zunächst nur mittels einiger Holzklötze gestützt. Süßwasserkalke und Mergel, welche die Kohle begleiten, liefern später den Bergversatz.

Über das Quantum der Ausbeute bestehen nur sehr lückenhafte Angaben:

Paudex:	1894	251,6 t
	1895	581,1 t
	1897	392,8 t
	1898	660,0 t
Bois-Bochet:	1895	45,3 t
	1896	48,0 t
	1897	46,6 t
Rochette:	1870	700,0 t

Die Paudexkohle wurde in den Jahren 1893—1895 zu 3.80 bis 4.— Frs. per Meterzentner verkauft.

f) Hoheronen.

Historisches. 1835 entdeckte man beim Hofe „Greit" nordwestlich vom Gottschalkenberg Spuren von Kohlen. 1836 schloß die Gemeinde Menzingen mit Lehrer Staub in Rapperswil und Landrat Heggli einen Ausbeutungsvertrag. 1838 war der Betrieb in vollem Gang; es wurde erst mit 20, später mit 50—60 Mann gearbeitet, natürlich ohne bergmännische Kenntnis und Aufsicht. Die Kohle war zu wenig mächtig und die Transportverhältnisse zu schwierig. Staub fallierte 1840

und ebenso seine Nachfolger. Von 1844 an war von eigentlicher Ausbeute keine Rede mehr. Dennoch wurde im folgenden Jahrzehnt an zahlreichen Orten am Hoheronen wiederum geschürft. Zu einem wirklichen Abbau kam es an den drei Stellen Wurf, Obersparen und Steinerfluh am Nordabhang des Hoheronen. Aber überall mußte nach 1—2 jähriger Ausbeute der Betrieb als unrentabel wieder eingestellt werden.

Das Flöz. Die genannten Vorkommnisse Greit, Wurf, Obersparen, Steinerfluh gehören alle demselben Flöz an. Es liegt innerhalb der bunten Nagelfluh des Hoheronen und ist bei Greit 18—21 cm stark. Bei Greit ist das Profil von oben nach unten auf ca. 100 m Mächtigkeit folgendes:

8. bunte Nagelfluh,
7. Sandstein,
6. blaugrauer, schiefriger Mergel, bis über 1 m mächtig, berühmte Fundstelle fossiler Planzen,
5. weicher, an der Luft zerfallender, schwarzer Mergel, einige Zentimeter,
4. Kohle, 18 – 21 cm,
3. schwarzer Mergel, zum Teil fehlend,
2. fester, grauer, grobkörniger Sandstein,
1. bunte Nagelfluh.

Der ganze Schichtkomplex streicht WSW—ENE und fällt mit 30—40° nach Süden.

Die Kohle enthält 4—11% Wasser, 74,6% C; das spezifische Gewicht ist 1,33. Sie war also leichter und C-reicher als die von Käpfnach. 100 Gewichtsteile Greitkohle waren gleichwertig 125 Gewichtsteilen Käpfnacher Kohle.

Ausbeute. Die Kohle wurde gewonnen durch Ausschrämen der weichen Mergelschichten im Liegenden und Hangenden. Wo Mergel fehlte und die Kohle mit dem Sandstein verwachsen war, mußte gesprengt, herausgeschafft und dann mit kleinen Hämmern die Kohle vom Sandstein getrennt werden. Über das Quantum der Ausbeute ist nichts bekannt. Absatzgebiete waren namentlich Zürich und die Gemeinden am See. Die Greitkohlen standen im Preis höher als die von Käpfnach, bis 6 Frs. pro 100 kg.

g) Rufi bei Schännis, Gasterland (Kt. St. Gallen).

Historisches. Etwa ums Jahr 1824 entdeckte Hässig von Rufi in seinem Grundstück im Nässibach zwischen Rufi und Maseltrangen Kohlenstücke. Anfänglich hatte er wenig Erfolg mit seinem Funde. Doch wurden in den Jahren 1840—1850 Kohlen per Schiff nach Zürich gebracht. 1837 arbeiteten fortwährend zwei Mann; zeitweilig ruhte die Ausbeute wieder ganz. 1851 kaufte die Basler Firma von Speyr von verschiedenen Eigentümern Land und Ausbeutungsrecht zusammen und begann mit zwei ausländischen Steigern und einheimischen Arbeitern einen geordneten größeren Betrieb. Die Zahl der Bergarbeiter schwankte 1861 zwischen 28 und 36. Ende 1865 wurde das Bergwerk um 445000 Frs. an zwei St. Galler verkauft, die aber bald fallierten. Ende 1869 war Schluß der Ausbeute, das Bergwerk fiel an die Basler Firma zurück, die aber das Land verkaufte und sich bloß das Ausbeutungsrecht wahrte.

Das Flöz liegt zwischen steilstehenden Sandstein- und Nagelfluhschichten der subalpinen Molasse; es fällt mit 70—75° nach SSE. Es besteht aus Kohle, Kohlenschiefer, eingelagertem planorbenreichem Süßwasserkalk- und Tonlagen, namentlich einem häufigen hellblauen Letten im Dach (Schramm). Die Gesamtmächtigkeit des Flözes schwankte zwischen 30 und 120 cm, die mittlere Mächtigkeit der reinen Kohle war vielleicht 30 cm. Das Flöz kann auch auf kurze Entfernungen taub werden oder durch Verdrückung ganz verschwinden. Das Hangende des Flözes ist ein bläulichgrauer, sehr dichter Sandstein oder Nagelfluh, das Liegende zunächst ein feingeschichteter, dichter, grünlichgrauer Kalkton, ähnlich dem innerhalb des Flözes, darunter folgen Sandstein, bunte Mergel und Nagelfluh.

Die Kohle ist schwarz, dicht, fettig anzufühlen, von vielen Rutschflächen durchzogen und zeigt zwischen den Zerklüftungsflächen häufig grauliche Lamellen von $CaCO_3$. Strich braun. Kalilauge greift nicht an. Spezifisches Gewicht = 1,34, also etwas größer als bei der Kohle von Greit. Die Kohle entzündet sich leicht und brennt mit leuchtender, rußender Flamme. Gegen die Tiefe des Abbaugebietes wurde die Kohle schöner und weniger von bituminösem Süßwasserkalk durchzogen.

Analyse siehe S. 81. 1 kg rohe Kohle liefert (Kalorimeter von Bolley) 2991 Kalorien und verdampft 4,69 kg Wasser von 0°. 100 kg Rufikohle = 87 kg Hoheronenkohle = 109 kg Käpfnacher Kohlen = 89 kg Saarkohlen = 111 kg preußischer Braunkohlen — 149 kg Kiefernholz (nach Bolley).

Verhältnisse der Ausbeute. Im ganzen waren fünf Stollen ungefähr in der Streichrichtung und zwei 66 m tiefe Schächte auf das Flöz getrieben. Der Abbau geschah stockwerkartig und stellte so eine Kombination von Stollen-, Firsten- und Strossenbetrieb dar. Von den höheren Stollen wurde das Material, sobald durchgebrochen war, in die tieferen geschüttet und dort hinausbefördert. Zur Förderung aus der Tiefe dienten die beiden Schächte; Wetterführung und Wasserhaltung boten Schwierigkeiten, Grubengase dagegen wurden niemals beobachtet.

Von 1856 bis 1865 waren gute Zeiten, es wurden etwa 80000 q (Kilozentner) Kohle verkauft. Das weitere Vordringen ins Berginnere brachte aber eine starke Steigerung der Förderungskosten; die Hebungsanlage wurde bei jedem neuen Fortschreiten nach der Tiefe ungenügender; dazu kam die Konkurrenz der Saarkohlen. Alles wirkte zusammen, um die Ertragsfähigkeit verschwinden zu lassen.

h) Elgg (östlich Winterthur).

Historisches. Am Schneitberg nördlich Elgg fand man im Anfang des 18. Jahrhunderts westlich vom Hofe Birmenstall beim Pflügen der Äcker die ersten Kohlenspuren. Nachdem verschiedene Personen am Ausgehenden des Flözes etwas Kohle gewonnen hatten, erhielt 1782 die Firma Klaiß & Ziegler in Winterthur die Erlaubnis zu einem regelrechten Abbau und begann sofort mit einer Stollenanlage westlich Birmenstall. Sie brauchte die Kohlen hauptsächlich für ihre Vitriol- und Alaunfabrik und ließ die Stollen nur alle zwei Jahre öffnen und dann so viel fördern, daß der Vorrat zwei Jahre ausreichte. 1811 erhielt im ferneren die Firma Schultheß & Cie. die Konzession zur Ausbeute des Gebietes westlich der Zieglerschen Gruben, direkt nördlich Elgg. Auch sie benutzte die Kohlen zur Deckung ihres eigenen Bedarfes, nämlich zur Feuerung einer in Elgg neu errichteten Glashütte. 1837 stellte sie den Betrieb des Bergwerkes wieder ein; wenig später hörte auch bei Birmenstall der geregelte Abbau auf.

Das Flöz, das beiden Bergwerken gemeinsam ist, liegt mit ganz schwachem Gefälle nach Süden eingelagert in die obere Molasse. Seine Ausdehnung ist durch zahlreiche Bohrungen genau festgestellt: es ist ein etwa 230 m breiter, etwa 1400 m langer Streifen, der sich in W-E-Richtung am Südabhang des Schneitberges hinzieht und im Osten, aber nur noch in unzusammenhängenden Nestern, noch über Birmenstall bis Hagenbuch reicht. Bloß etwa die halbe Breite dieses Streifens war abbauwürdig, und auch darin finden sich noch taube Stellen. Die Mächtigkeit scheint von wenigen bis 60 cm geschwankt zu haben; Durchschnitt 24—34 cm. Hangendes und Liegendes waren sehr wechselvoll: weicher Sandstein; lockere, sandige Nagelfluh; fester feinkörniger Sandstein; festere Nagelfluh. Bisweilen im Hangenden zwischen Nagelfluh und Kohle ein feiner, graublauer Ton oder Mergel, bis 0,6 m mächtig, zum Teil spaltbar, mit Blättern, Schnecken- und Muschelschalen im unteren Teil. Süßwasserkalk (Stinkstein) wie in Käpfnach sei keiner gefunden worden. Vielleicht handelt es sich bei Elgg zum Teil um ein Schwemmkohlenflöz.

Die Kohle war schwarz, im Querbruch stark glänzend, vertikal zerklüftet, hier und da irisierend oder mit kleinen Pyritkristallen.

Analyse: C = 46,30%, H = 3,30%, O = 19,25%, unorganische Bestandteile = 13,23% (davon 3,3% S), hygroskopisches Wasser = 17,92%, zusammen 100%.

Nach Abzug von Asche und Wasser bleibt: C = 67,0%, H = 4,8%, O = 28,2%. Also ziemliche Übereinstimmung mit der Käpfnacher Kohle.

i) Herdern (Thurgau).

Historisches. Bei Anlage einer Straße von Herdern nach Kalchrain stieß man 1855 oberhalb der sogen. Rappennester bei Herdern auf ein Kohlenflöz. Das Gebiet wurde im folgenden Jahre von den Herren Landsmann und Duden in Zürich zum Zwecke der Kohlenausbeute erworben. Gegen Ende der fünfziger Jahre arbeiteten noch zwei Leute. 1862 hörte der Betrieb wieder auf.

Das Flöz liegt in der oberen Molasse und fällt schwach nach Norden. Es keilt nach N, E und W aus und besitzt eine Ausdehnung von nur etwa 9000 m². Die Gesamtmächtigkeit des Flözes beträgt 60—90 cm; es besteht aus meistens drei, bald auch mehr, bald weniger, im Durchschnitt 9—15 cm mächtigen Kohlenstreifen, die durch hellbräunlichen, dünnschichtigen Süßwasserkalk (Stinkstein) oder kohligen Schiefer getrennt werden. Dieser enthält namentlich am Kontakt mit der Kohle Lagen zerdrückter Planorbisschalen. Kohlen- und Süßwasserkalkstreifen keilen gegenseitig häufig aus. Unter der Kohle lagert ein fossilreicher bituminöser Mergelsandstein, entsprechend dem „Schrammberg" von Käpfnach, dann der tonige Sandstein der oberen Molasse. Darüber liegt ein sehr bituminöser schwarzer Tonmergel, 18—24 cm mächtig, im nördlichen Teil von zahlreichen Rutschflächen durchsetzt. Er diente als Düngmittel.

Die Kohle enthält 19% Wasser; ihr spez. Gewicht ist 1,35—1,4, ihr absolutes Heizvermögen 4900—4935 Kalorien. Nach Abzug der Asche enthält sie 66,41% C, 5,46% H, 28,31% O. Sie steht also zwischen Elgger und Käpfnacher Kohle.

Die Ausbeute erfolgte durch zwei Stollen von 100—120 m Länge und einen solchen von ca. 20 m, die unter der alten Herdernstraße hindurch in den Berg hineingingen. Da die Kohlen nur 2—3 m tief unter der Oberfläche lagen, da die Decke nur aus weichen Mergelschichten bestand und diese zudem von der flach konkaven Oberfläche aus stark durchnäßt wurden, mußte natürlich alles versperrt und verschalt werden. Dieser Schwierigkeiten wegen wurde das Gebiet zwischen den beiden parallelen Hauptstollen nicht systematisch abgebaut; man „machte nur gegen die Mitte hin da und dort Löcher und nahm ringsum weg, was man ohne besondere Schwierigkeiten erreichen konnte". Als dann gegen Ende der fünfziger Jahre die beiden bergbauunkundigen Arbeiter der Grube endlich versuchten, einen Querstollen zu treiben, beschrieben sie das erste Mal einen Bogen und mündeten beim gleichen Hauptstollen wieder, von wo sie ausgegangen waren. Bei einem zweiten Versuch stürzte während der Nacht alles zusammen, das ganze Handwerkszeug der Arbeiter begrabend. Das war der Schluß der Ausbeute.

Der Kohlengehalt der Molasse ist also nach Zahl der Flöze, Ausdehnung und Mächtigkeit derselben sehr gering. Die Aufschlüsse sind überall gut. Man kennt den gesamten Charakter der Bildung. Wenn es nun auch möglich ist, daß irgendwo, vielleicht durch eine Bohrung oder einen Tunnelbau, noch einmal ein bisher unbekanntes Kohlenflöz entdeckt werde, so ist doch von vornherein sicher, daß es nicht von nationalökonomischer Bedeutung sein kann. Es wird nicht sehr ausgedehnt sein, es wird nicht mächtig sein, es wird im besten Falle während einer beschränkten Reihe von Jahren die Ausbeute lohnen. Auf die Molassekohlen dürfen wir keine großen Hoffnungen setzen.

Durch falsche Hoffnungen haben sich schon in allen Teilen der Schweiz Finder finanziell ruiniert. Am äußeren Abhang eines horizontal geschichteten Molasseberges wird ein Kohlenflöz von z. B. 2 cm gefunden. Der Finder hat gehört, daß man in berühmten Kohlenbergwerken durch lange Stollen hineingehen muß bis zur Ausbeutestelle — also, so schließt er, wird hier die ausbeutungsfähige Masse der Kohle erst tief im Innern des Berges folgen. Er will den Schatz aufgraben, „nur Neid will ihm dies ausreden". Man kann aber das Flözchen fast rings um den Berg herum verfolgen, und es ist nirgends stärker. Der Mann will nicht begreifen, daß die jetzige Außenfläche des Berges ursprünglich seinem Innern angehört hat, daß bei uns die Natur schon Aufschlüsse bis in das früher Verborgenste geschaffen hat, und wir deshalb an der jetzigen Oberfläche den Charakter des Berginnern studieren können. Bei Erosionsreliktenbergen mit flacher Schichtung ist keine Aussicht, daß der Berg im Innern anderes enthalte, als er an der Außenfläche zeigt. Ich habe schon traurige Fälle der Art mit angesehen, wo die Leute an starr festgehaltene falsche Hoffnung Arbeit und Geld vergeudet haben bis zu ihrem Ruin: „Die Kohle steckt aber doch noch darin, man müßte nur noch tiefer gehen, als ich es vermochte!"

7. Besondere Einlagerungen in der Molasse.

Literatur:

E. Renevier et H. Schardt, Notice explicative de la feuille XI (2 te edition) an 1 : 100 000, 1905.
F. Mühlberg, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau, 1 : 25 000, 1908.

Gips findet sich in großen grob kristallinen Knollen in den Mergeln der Molasse von Moutier (Delemontien = oberes Aquitanien), guter Aufschluß Steinbruch östlich Bahnhof. Es handelt sich wohl um Absätze in austrocknenden Uferlagunen. Dichter Gips in Stöcken in der unteren Molasse in der Umgebung von Genf und Frangy.

Fasergips in Adern findet sich in den oberen Teilen der unteren Molasse von Yverdon Cossonay Oulens, Essert-Pittet, Orbe.

Bei Gießen (SE Dietswyler Höhe) bei Sirnach (Thurgau) war eine Gipsmühle (Letsch, Molassekohlen).

Paudex führt in den Mergeln über den Kohlen Gipskristalle.

Ganz anderer Natur und anderen Aussehens ist der Gips in der Molasse am Hohen Höwen. Derselbe scheint durch vulkanische Kontaktwirkung aus obermiocänem Süßwasserkalk entstanden zu sein.

Effloreszenzen von Bittersalz oder Eisenvitriol werden von Kaufdorffluh bei Belp und von Guggisberg (Bern) erwähnt.

Petroleumimprägnation.

Literatur:

A. Jaccard, Le pétrol de la molasse vaudoise, indices et présomptions, Neuchâtel 1893.
H. Schardt, Note sur les gisements asphaltifères du Jura neuchâtelois, Bull Soc. neuchât. sc. nat. 1911.
R. de Girard, Les gites d'Hydrocarbures de la Suisse occidentale, Mémoires de la Soc. fribourgeoise des Sc. nat. 1913.
J. H. Schaay, Bemerkungen über Bitumen führende Molasse in der Westschweiz, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912.

Imprägnation von Molassesandsteinen mit Bitumen oder Petrol kennt man aus der Westschweiz von folgenden Stellen:

Bei Orbe in Sandstein der dort brackischen „Molasse rouge", Bitumengehalt bis 2,08%.

S. bei Chavornay (E. Orbe) in „Molasse grise" eine 50—70 cm mächtige Sandsteinschicht mit 2,5% Bitumen bei 6° Nordfall, eine andere mit 12° Nordfall (Roulavazschlucht). 1903 ist 750 m von Chavornay entfernt gebohrt und Ölsand ohne freies Öl gefunden worden.

Dardagny (14 km W Genf): 18 m mächtige Sandsteinschicht von 3° S-Fall im Aquitanien mit 5% Bitumen. Hier und da in Mathod ist 1826—1839 Asphalt ausgebeutet worden. Im Becken von Bellegarde ist in Pyrimont im rechten und in Challonge im linken Ufer der Rhone von der Société de Seyssel Asphalt aus Aquitanien ausgebeutet worden, das in einer Molassesynklinale im Innern des Jura zwischen Urgonien liegt. In der Schweiz ist außer im Val de Travers auch in Mormont bei La Sarraz und in Goumoëns Asphalt in Jura und Kreide. Diese Vorkommnisse im Innern der Juraregion in verschieden alten Schichten scheinen voneinander abhängig zu sein, während die außerhalb liegenden des Molasselandes eher selbständig sind.

Im Gebiete der Potersalp am Nordrande des Säntis haben Hans Hirschi und Alb. Heim in den Molassesandsteinen Petrolimprägnationen getroffen.

Beim vergeblichen Suchen nach Wasser fand man Anfangs des 19. Jahrhunderts im Gönhard südlich Aarau weichen Sandstein der aquitanen Molasse, der mit Petroleum durchtränkt und davon gebräunt war. Von den Wassertümpeln im Stollen soll man das Erdöl mit Löffeln in Flaschen abgezogen und zu Hause verbrannt haben. Die im naturhistorischen Museum zu Aarau aufbewahrten Gesteinsproben riechen teilweise heute noch nach Petrol.

In der Schweiz finden wir also das Petrol ähnlich wie in anderen Ländern, z. B. in der Nachbarschaft im Elsaß, als Imprägnation poröser Sandsteine zwischen tonreichen Schichten (Mergeln), und zwar, wie es scheint, hier vorwiegend auf primärer Lagerstätte. Alle bisher bekannten Vorkommnisse gehören den Sandsteinen der untersten aquitanen oder noch eher stampischen Molasse an. Im ganzen wäre die Molasse nach ihrer petrographischen Beschaffenheit in den Regionen mit wenig Nagelfluh und wenig Kalkzement, also besonders in den aquitanischen Sandsteinen zur Petrolführung geeignet. Ein ungünstiges Moment liegt in der im großen ganzen muldenförmigen, statt gewölbeförmigen Lagerung sowohl zwischen Alpen und Jura, wie im Innern zwischen den Juraketten, durch welche Muldenlagerung die Faltenschenkel nach oben frei ausstreichen, statt nach unten geschlossen zu sein. Indessen ist die Frage des Vorkommens von ausbeutbarem Petroleum in der Schweiz doch noch nicht entschieden, bevor an verständig gewählten Punkten Bohrversuche gemacht worden sind.

Grubengas.

(Briefliche Mitteilungen von Herrn Oberingenieur Bachem und eigene Beobachtungen.)

Im Rickentunnel erschien während des Baues aus Rissen der Mergel- oder Sandsteine in den Mergelzonen oft Grubengas. Die eigentlichen Sandsteinzonen dagegen waren frei. Ebenso war der ca. $3^1/_2$ km lange Nordteil, der oft Kohlennester enthielt, frei von Gas. Im ganzen wurden Grubengasausströmungen an 34 Stellen bemerkt, die alle im südlichen oder mittleren Teile des Tunnels in steiler Schichtlage sich befinden. Die nördlichste Gasausströmung fand bei 3876 m vom Nordportal statt. Meistens entzündete sich das Gas und die Flamme brannte nur kurze Zeit, manchmal auch ein oder mehrere Tage, selbst einige Wochen oder Monate mit langsam abnehmender Stärke. Am stärksten waren die Grubengasausströmungen aus den Klüften der sehr stark gepreßten, von spiegelnden Rutschflächen völlig durchschwärmten antiklinalen Zone der roten aquitanischen Mergel. Die stärksten Gaseinbrüche, welche einen mehrere Monate langen Unterbruch der Arbeiten bedingten, traten auf am 9. III. 1907 bei 4141 m vom Nordportal und am 28. III. 1907 bei 3799 m vom Südportal (Gesamttunnellänge = 8724 m), also an den Vororten von einem noch nicht durchschlagenen Mittelstück von 78,4 m. Gewaltige Flammen brannten vor Ort. Dann zeigte sich aber bald Abnahme des Gasdruckes, so daß weder pneumatischer Betrieb noch Bohrloch von oben zur Anwendung kommen mußten. Am 22. X. 1907 konnte auf der Südseite der Vortrieb wieder aufgenommen werden, und am 30. III. 1908 erfolgte der Durchschlag. Noch jetzt (VII. 1909) treten an einzelnen Stellen Spuren von Grubengas aus den Klüften. Der Fall ist um so

merkwürdiger, als Grubengas in den Molassekohlenbergwerken noch niemals beobachtet worden ist.

8. Molasse am Südfuß der Alpen.

Literatur:

T. Taramelli, Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi, Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz Bd. 17, 1880, mit Karte Dufourblatt 24, 1 : 100 000, geologisch aufgenommen von Spreafico, Negri und Stoppani.

Schmidt und Steinmann, Geolog. Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano, Eclog. geol. Helvetiae Bd. 2, 1890, S. 31.

Alb. Heim, Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocaenfjord der Breggiaschlucht, Geolog. Nachlese Nr. 15, Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich, Jahrg. 51, 1906, S. 22.

Reisenotizen von Ernst Blumer, 1908.

Als schwaches Abbild der mächtigen neogenen Nagelfluhbildungen am Nordrand der Schweizer Alpen zieht sich an deren Südfuß, nur zum kleinsten Teil innerhalb der politischen Schweizer Grenzen, von Camerlata südlich Como bis in die Umgebungen von Varese ein wenige Kilometer breiter, gegen das Alpeninnere konvexer Streifen von Nagelfluhbänken mit Sandsteinlagen, der nach Auftreten und Ausbildung auffallend an die nordalpine Molasse erinnert und wohl ihr genetisches (stratigraphisches und tektonisches) Äquivalent darstellt.

Die ganze, noch wenig untersuchte, mindestens 1000 m mächtige Bildung ist nach der bestzugänglichen Lokalität Konglomerat von Camerlata genannt worden. Dieses Konglomerat ist stets „bunt"; Kalknagelfluh fehlt. Es enthält zu mehr als $^9/_{10}$, oft bis 99% kristalline Silikatgerölle: grobkörnige Granite, Porphyre, Syenite, Diorite, Amphibolite, Amphibolgneise, Muscovitgneise, Gneise, Sericitschiefer, Serpentine, Spilite, Quarzite.

Schmidt findet die Heimat mancher dieser Gerölle in den benachbarten Luganer Alpen, diejenige der Granite und Diorite im Veltlin; Taramelli findet große Übereinstimmung mit dem Anstehenden der penninischen und grajischen Alpen. Wir selbst fanden in dieser Südnagelfluh grüne Granite sehr ähnlich manchen Julier-Albula-Graniten, grobkörnige Glimmerdiorite auffallend ähnlich Hornblendetonaliten von Laua (S-Tirol) und Graniten und Tonaliten von Meran und Brixen. Granite mit großen Orthoklasen schienen mir ununterscheidbar von solchen des Bergell, z. B. des Albignagletscher; manche Hornblendegranite und Quarzdiorite sind völlig entsprechend im Berninagebirge zu finden; Muscovitgneise sind vom Sesvennagneis (Scarltal Unterengadin) nicht zu unterscheiden. Auffallenderweise scheinen die Tessiner Gneise zu fehlen. Auf das benachbarte Luganesergebiet weisen einzig graugrünliche Felsitporphyre mit weißen Feldspateinsprenglingen und rötliche Felsitporphyre.

Unter den spärlichen Geröllen von Sedimentgesteinen aus der Südmolassenagelfluh fanden wir am häufigsten Lithothamnienkalke oft mit Nummuliten, anscheinend gleich denen des Montorfano bei Como, seltener schwarzblaue Spongitenhornsteine des südalpinen Lias, gelber und dunkler Liaskalk vom Chiassogebiet, Malmhornsteine, Verrucanokonglomerat wie bei Lugano. Im Steinbruch von Camerlata ist dunkler Liaskalk reichlich und in Blöcken bis zu $^1/_2$ m Durchmesser im Sandstein enthalten. Brocatello d'Arzo ist in nicht sehr deutlichen Geröllstücken vorhanden. Dagegen fehlen oder sind doch auffallend spärlich die Triaskalke der Südalpen (S. Salvatore usw.).

Nach der Häufigkeit geordnet enthält die Südnagelfluh vor allem grobkörnige Granite; dann Amphibolgesteine, Muscovitgneise und Quarzite, alle anderen Gesteine sind im Vergleich mit diesen selten.

Schon mitten in der Nagelfluh treten häufig dünne Sandsteinbänke, unregelmäßig und nach kurzem Verlauf sich wieder auskeilend, auf. Gerade in diesen

Sandsteinstreifen liegen die größten Gerölle vereinzelt eingebettet. Die größten Gerölle sind aber nicht von den in der Nähe anstehenden Sedimenten, sondern Granite, grobkörnige Amphibolite und Quarzite.

Entsprechend dem „bunten" Charakter der Nagelfluh ist der begleitende und ersetzende Sandstein vorwiegend graugrüner Arkosesandstein wie der nordalpine Bollinger Sandstein, aber doch nie mit ihm zu verwechseln, oft viel grobkörniger, viel typischere Arkose, ohne rote, mit meist weißen kaolinisierten Feldspatkörnern und schwarzen Glimmerblättchen. Besonders auffallend sind, mitten im Sandstein eingeschlossen (bei Trevano, Uggiate und Camerlata), gewaltige, bis 1 m im Durchmesser haltende, vollkommen gerundete Blöcke von grobkörnigem, hellem, zweiglimmerigem Granit und Granitgneis, von prächtigem grobkörnigem Amphibolit, von Syenit, Diorit usw. Während an den einen Orten diese Riesengerölle ganz unvermittelt und vereinzelt im Sandstein liegen, findet man an anderen Stellen und in anderen Lagen die Gerölle häufiger und zugleich kleiner und so anscheinend einen Übergang zum umgebenden Sandstein bildend.

Im allgemeinen nehmen deutlich die Sandsteinlager nach oben (das ist zugleich nach Süden) zu, die Nagelfluh ab. Bei Camerlata lagert eine 30—40 m mächtige Sandsteinbildung, die nur in einzelnen Streifen noch konglomeratisch ist. Noch weiter südlich bei Lucino und Vergosa stehen nur noch Sandsteine an. Schon enthalten sie tonige dünne Zwischenlager und sind höchst regelmäßig geschichtet.

Wie am Nordrand der Alpen, so besteht auch am Südrand ein großer Gegensatz zwischen der Molassenagelfluh und den sie umlagernden Diluvialschottern. Die erstere ist hier fast ganz aus kristallinen Silikatgesteinen, die diluviale vorherrschend aus Kalkgeröllen gebildet. Die Molassenagelfluh ist steil aufgerichtet, die diluvialen Geröllager sind ungestört.

Wie am Nordrand so suchen wir auch in der Südnagelfluh manche Gesteine der zugehörigen Talsysteme (hier Triaskalke, Tessiner Gneise) vergeblich in der Molassenagelfluh, während solche abgelegenerer Standorte vorherrschen.

Dagegen unterscheidet sich die Südnagelfluh von der Nordnagelfluh in folgendem:

Soweit bisher die Untersuchungen reichen, sind keine Exoten darin gefunden, es scheint, daß annähernd alle Ursprungsstellen auf der Südseite der alpinen Wasserscheide in den benachbarten Talsystemen gefunden werden können. Bei der Nordnagelfluh nimmt die Sandbildung nach oben ab, die Geröllbildung zu, bei der Südnagelfluh ist es umgekehrt. Die Geröllgröße ist bei der Südnagelfluh viel unregelmäßiger und schwankender, kleine Gerölle sind mit ganz großen ($^1/_2$ m Durchmesser) viel regelloser gemischt. Die erstaunliche und unerklärte Erscheinung der großen kristallinen Blöcke bis 1 m Durchmesser, vereinzelt eingestreut in Sandstein, kennen wir nur vom Südrande. Sogenannte „Eindrücke" in den Geröllen, deformierte gequetschte Gerölle usw. haben wir in der Südnagelfluh bisher nicht gefunden.

Auch die Molasse am Südfuß der Alpen ist aufgerichtet; aber sie ist nicht in Falten mit Antiklinalen und Synklinalen gelegt. Die Altersfolge entspricht der Überlagerung und steht nirgends in Frage. Die Südmolasse fällt einfach von den Alpen weg, wie die ganze unterlagernde Folge älterer Schichten vom Flysch bis zum Perm. Zunächst dem Alpenrand steht sie am steilsten, bei Chiasso bis 70°.

Hier ist (hinter dem Tonmergelbruch der „Zementfabrik Ponte Chiasso") der Kontakt zwischen Molasse und Flysch gut entblößt, es zeigt sich eine leichte Diskordanz und einige Grade flachere Schichtstellung der Nagelfluh entsprechend alter Deltaschichtung. Weiter weg von den Alpen nimmt die Steilheit des Schichtfalles ab; bei Como maßen wir 66° SW-Fall, bei Camerlata noch 52°, bei Castel Bardello ca. 45°, an den Sandsteinbänken bei Lucino noch 45° SW, bei Uggiate und Trevano, etwa 2 km vom Nordrand der Molasse weg, nur noch 30—35°; dann taucht die südalpine Molasse ganz unter das Diluvium und Alluvium der Poebene.

Das genaue Alter der ganzen Bildung ist noch nicht festgelegt; denn bis jetzt sind bloß einige unbestimmbare Muschelabdrücke in glimmerigem Schiefersandstein der Steinbrüche von Malnate und St. Margherita bei Stabbio gefunden worden. Jedoch erwähnt Taramelli unter den wenigen Geröllen sedimentären Ursprungs eines von Nummulitengestein, das aus der Nähe stammen muß. Wir selbst fanden einen eocänen Lithothamnienkalk, wie er am nahen Montorfano ansteht. Beides zeigt, daß das Konglomerat von Camerlata jünger ist als die Eocängesteine der Nachbarschaft; es ist aber auch älter als das Pliocän, das in dieser Gegend in horizontaler Lagerung in tiefem Niveau in die Alpen fjordartig eingreift und an der Molasse abstößt. Die Molassenagelfluh am Südrande der Alpen ist der aufgerichtete oligocän-miocäne Schuttwall des Alpensüdfußes.

III. Stratigraphie der Molasse.

1. Stratigraphische Gliederung der Molasse in ihrer Erkenntnisfolge.

Einheitlichkeit der Molasse. Dreiteilung von Merian und Studer, Heer. K. Mayer-Eymars Stufeneinteilung. Kaufmanns Versuch von 1872. Änderungen durch Depéret und Lapparant. Tabelle der Einteilungen. Schwierigkeiten in Beispielen. Die Dreiteilung der Molasse und Einordnung der Stufen. Schwankende Grenzen und Medien.

Literatur:

P. Merian, Übersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel. 1821.
B. Studer, Beyträge zu einer Monographie der Molasse. 1825.
O. Heer, Flora tertiaria Helvetiae, B. I—III 1856—59.
C. Mayer, Tableaux synchronistiques. 1858—89.
K. Mayer-(Eymar), Systemat. Verzeichnis der marinen Arten der helvet. Stufe der Schweiz, Lfg. XI, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. 1872.
F. J. Kaufmann, Emmen- und Schlierengegenden, „Beiträge", Lfg. 24, 1. Teil. 1886.
M. Depéret, Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. soc. geol. France, sér. III, t. 21. 1893.
E. Renevier, Chronographe géologique. 1894.
E. Kissling, Meeresmolasse im Emmental, Mitt. naturf. Ges. Bern 1901.
E. Kissling, Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuß, „Beiträge", Geotechn. Serie, 2. Lfg. 1903.
Aug. Tobler, Tabellen der Schichtenfolge in der Umgebung von Basel. 1905.
L. Rollier, Revision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse, Denkschriften schweiz. naturf. Ges. Bd. XLVI, Abs. 1, 1911.

So mannigfaltig auch die lokalen Ausbildungsformen der schweizerischen Molasse sind, so wechselvoll ihre Gesteine, so verschieden das Stufenalter ihrer verschiedenen

Komplexe, sie ist doch eine in allem Wechsel auf den ersten Blick schon enorm einheitliche Bildung dadurch, daß die vorherrschendsten Gesteinsabänderungen, wie die Nagelfluhen, die grauen weichen Sandsteine, die Knauersandsteine und die bunten Mergel, in allen Abteilungen von oben bis unten durch die mehrere Tausend Meter Mächtigkeit hindurch immer wieder in gleicher Weise erscheinen. Was Molasse ist, sehen wir meistens auf den ersten Blick und schon von weitem, aber ob die vorliegende Molasse dem Stampien oder Aquitanien, dem Burdigalien, Vindobonien oder Sarmatien angehöre, ist oft erst durch genauere Beobachtung und manchmal selbst durch diese nicht oder nur indirekt festzustellen. Die schweizerische Molasse ist also stratigraphisch fazial ein natürlich einheitliches Gebilde. Man dürfte auf sie das geflügelte Wort anwenden: „plus cela change, plus c'est la même chose". Es liegt das begründet in der Einheitlichkeit der Bildungsursache: sie ist das verschwemmte oligocäne und miocäne Abwitterungsmaterial der Alpen.

Daß die Molasse nicht Buntsandstein, sondern jünger sei als der Jura, hatte zuerst Peter Merian gezeigt, und dies ist dann niemals mehr streitig geworden. Dagegen sprach Keferstein 1831 zuerst vom Flysch, und hier am Alpenrande, wo eben große tektonische Störungen sind, war es schwierig, die richtige stratigraphische Folge zu erkennen. Keferstein nahm als normale Schichtfolge von unten nach oben: Molasse (Sandsteine), Nagelfluh, Flysch an, trotzdem J. C. Escher die Lagerungsumkehr am Alpenrande schon lange vorher erkannt hatte. Peter Merian und Bernhard Studer unterschieden zunächst eine marine und eine Süßwassermolasse. Sie erkannten ferner bald, daß die marine Molasse von Basel und Pruntrut unter einer Molasse mit vorwiegend Süßwasser- und Landfossilien liegt, und fanden, daß diese wiederum von der marinen Molasse von Bern bedeckt wird. Über dem gesamten schweizerischen marinen Muschelsandstein fanden sie in der Ostschweiz eine obere Süßwassermolasse, die den Napf und den Ütliberg bei Zürich aufbaut und den ganzen Thurgau erfüllt. So kam man zu folgender erster Gliederung der schweizerischen Molasse, die in ihrer Einfachheit herrschend geblieben ist bis auf den heutigen Tag, und die im ganzen unter gewissen Vorbehalten tatsächlich richtig ist.

4. Obere Süßwassermolasse (Ostschweiz, Oehningen, Juramulden).
3. Marine Molasse (Muschelsandstein, St. Gallerschichten, Randengrobkalk).
2. Untere Süßwassermolasse (am Alpen- und Jurarand und in den Juramulden).
1. Untere marine Molasse (im schweizerischen Mittelland fehlend, nur vom Mainzerbecken her nach Basel und in den Bernerjura hineinreichend).

Am meisten haben zur Verbreitung dieser Molassegliederung die Werke Oswald Heers beigetragen. Allerdings hat er dieselbe noch etwas detailliert und in Anlehnung an von Mayer-Eymar eingeführte Bezeichnungen modifiziert. Er unterscheidet im dritten Band seiner Flora tertiaria Helvetiae 1859:

V.	Obere Braunkohlenbildung	Oehningerstufe
IV.	Marine subalpine Molasse und Muschelsandstein	Helvetische Stufe
III.	2. Marine Bildung von Baselland, Fricktal und Randen 1. Graue Süßwassermolasse	Mainzerstufe

II.	2. Marine Molasse von Ralligen	Aquitanische Stufe
	1. Untere Braunkohlenbildung	
I.	Marine Molasse von Basel und Pruntrut	Tongrische Stufe

Der Unterschied gegenüber der ersten einfacheren Einteilung bestand in einer weiteren aber unrichtigen Gliederung der marinen und unteren Süßwassermolasse. Wir wissen jetzt, daß die „marine Bildung von Baselland, Fricktal und Randen", d. h. der Randengrobkalk, nicht unter, sondern über den Muschelsandstein gehört, und die marine Molasse von Ralligen vielleicht gar keine Molasse, sondern Flysch ist. Karl Mayer-Eymar versuchte nun die Parallelisierung unserer Molassestufen mit den gleichaltrigen Schichten des ganzen übrigen Europa. Seine Stufennamen sollten internationale Gültigkeit haben. Sie waren nach den Lokalitäten ausgewählt, wo nach Mayers Ansicht die betreffenden Schichten am typischsten und fossilreichsten ausgebildet waren.

Während Oswald Heer seine Tertiärflora der Schweiz schrieb, begann Karl Mayer mit der Publikation seiner „Tableaux synchronistiques". Seine erste Tabelle stammt aus dem Jahre 1858 und stimmt in der Molassegliederung ziemlich mit Heer überein. Aber schon 1865 unterscheidet er zwölf Unterabteilungen der Molasse. In der Folgezeit hat Mayer selbst seine Gliederung wiederholt verändert. Wir führen hier nur seine verbreitetste Klassifikation an, die aus dem Jahre 1874 stammt und worin jede Stufe in 1—3 Unterstufen zerfällt:

Messinien (Mayer 1867)	III	Schichten	von	Eppelsheim
	II	„	„	Inzersdorf
	I	„	„	Billowitz
Tortonien (Mayer 1857)	I	„	„	Baden
Helvétien (Mayer 1857)	III	„	„	Steinabrunn
	II	„	„	Serravalle
	I	„	„	Grund
Langhien (Pareto 1866)	III	„	„	Saucats
	II	„	„	Léognan
	I	„	„	Gauderndorf
Aquitanien (Mayer 1857)	II	„	„	Mérignac
	I	„	„	Bazas
Tongrien (Dumont 1844)	III	„	„	Rupelberg
	II	„	„	Klein-Spauwen
	I	„	„	Hénis

Gegenüber der früheren Einteilung von Heer sind hier verschiedene Stufennamen geändert. An die Stelle der früheren Oehningerstufe treten nun Messinien und Tortonien. Der Name Mainzerstufe ist ersetzt durch Langhien. Wenn wir die Mayerschen Stufenbezeichnungen vergleichen mit jener ältesten Gliederung der Molasse von Merian und Studer, so ergibt sich folgende Gegenüberstellung:

Messinian Tortonian	Obere Süßwassermolasse
Helvetian	Marine Molasse

Langhian Aquitan	Untere Süßwassermolasse
Tongrian	Untere Meeresmolasse

In diesem Sinne und in dieser einfacheren Form ist die Mayersche Einteilung lange herrschend geblieben und steht vielfach heute noch im Gebrauch. Man sprach von einer tongrischen Molasse in der Umgebung von Basel, von einer aquitanen Molasse und verstand dabei vor allem die rote Molasse am Jurarand und in den Kernen der subalpinen Antiklinalen, von einem Langhien und dachte dabei stets in erster Linie an die sogen. graue Molasse der Umgebung von Lausanne. Von der unteren Meeresmolasse von Basel und wenigen lokalen anderen marinen Bildungen abgesehen, galt der Satz: Was marin, ist Helvetian.

Im Jahre 1872 versuchte Kaufmann („Beiträge" XI) eine total andere Gliederung, in welcher er marine und Süßwasserbildungen als verschiedene gleichzeitige Fazies nebeneinander ordnete wie folgt:

Stufen	Meeresbildung	Süßwasserablagerung
Obere Molasse 300—600 m	Berner- und Aargauerschichten St. Gallerschichten	Napf- und Albisschichten
Mittlere Molasse 300—600 m	Luzernerschichten	Hoheronen- und Aarwangerschichten
Untere Molasse 200—500 m	Horwerschichten	Rote Molasse

Gewiß finden sich richtige Gesichtspunkte in dieser Auffassung. Allein ein konsequentes Verfolgen der Schichten zeigt eben doch, daß die Napf- und Albisschichten eine Süßwasserbildung sind, die in der Hauptsache über die marinen Berner- und Aargauerschichten, und daß die Luzernerschichten über die Aarwangerschichten hinaus sich erstrecken. Die teilweise sicher vorhandene lokale zeitliche Äquivalenz bei verschiedenem Bildungsmedium ist hierin viel zu weit verallgemeinert. Der Muschelsandstein geht vom Alpenrand bis in den Jura durch, und als das Ärmelmeer zwischen Alpen und Schwarzwald mit Muschelsandstein gefüllt war, kam eine Senkung, eine neue marine Transgression, ein noch breiteres Ärmelmeer und mit demselben eine neue alpine Geröllflut bis in den Jura hinaus; die Süßwasserbildungen waren gänzlich unterbrochen und folgten erst wieder später. Die Kaufmannsche Auffassung konnte in dieser extremen Form nicht angenommen werden.

Endlich machte Depéret, der Kenner des französischen Tertiärs, wahrscheinlich, daß die weißen Pteropoden-Mergel der Langhe im Piémont einem höheren Niveau angehören als die Muschelsande der Faluns von Saucats bei Bordeaux, die gerade von Mayer als Typus des Langhien hingestellt worden waren und die der grauen Molasse von Lausanne entsprechen. 1892 schlug er daher vor, den Namen Langhien durch die zutreffendere Bezeichnung Burdigalien (von Burdigala = Bordeaux) zu ersetzen, entsprechend der reichen Bordeaux-Fauna der ganzen Stufe. Gleichzeitig stellte er unseren schweizerischen Muschelsandstein, das Helvetian II von Mayer, auf Grund von paläontologischen und stratigraphischen Befunden mit ins Burdigalien. Damit war das Mayersche Helvetian gespalten.

Schon Mayer-Eymar hatte richtigerweise die fossilreichen marinen Schichten von St. Gallen und Luzern als Helvetian III über den Muschelsandstein gestellt; der Randengrobkalk dagegen wurde von ihm als ältestes Helvetian angesehen, es war sein Helvetian I. Depéret hat 1893 namentlich auf Grund der Entwicklung der Pektiniden und durch Vergleich mit den Verhältnissen im Rhonebecken gezeigt, daß der Randengrobkalk im Alter den St. Gallerschichten entspricht; beide liegen über dem Muschelsandstein und gehören nach ihrer Fauna nicht mehr ins Burdigalien. Sie bildeten nun das Helvétien im engeren Sinne, im Sinne Depérets. Depérets paläontologische Beweisführung wurde zehn Jahre später von Rollier auf stratigraphischem Wege an Hand genauer Profile im nördlichen Kanton Zürich bestätigt.

Ferner erwiesen die neueren Untersuchungen, daß Mayer die marine Molasse von Basel mit Unrecht als Tongrien bezeichnet hatte, denn die entsprechenden Schichten von Tongern in Belgien reichen nicht in das Mainzerbecken oder gar bis nach Basel oder in den Bernerjura hinein. Die Molasse von Basel ist gleichaltrig wie die „grès de Fontainebleau", die von Lapparent nach dem Orte Étampes bei Paris als Stampien bezeichnet worden sind. Der Name Tongrien zur Bezeichnung der ältesten Molassebildungen der Schweiz muß verlassen und durch die Bezeichnung Stampien ersetzt werden.

Der Name Messinien ist schon von Depéret aufgegeben worden, da das Alter der von Mayer als Typus hingestellten Schichten von Messina zweifelhaft geworden ist.

So ist die von Depéret 1893 aufgestellte Gliederung der Molasse folgende:

Ober-Miocän	Pontien		Fehlt in der Schweiz
Mittel-Miocän	Sarmatien		Obere Süßwassermolasse mit Helix sylvana (?) (ist wohl H. Renevieri) (Elgg, Käpfnach, Oehningen)
	Tortonien	II. Mediterranstufe	
	Helvétien (S. str.)		Marine Molasse von St. Gallen und Bern
Unter-Miocän	Burdigalien	I. Mediterranstufe	Fossilarme Sandsteine und Sande, Muschelsandstein, graue Molasse von Lausanne
Ober-Oligocän	Aquitanien		Untere Süßwassermolasse mit Helix Ramondi
Mittel-Oligocän	Stampien		Untere Meeresmolasse (Basel, Pruntrut usw.)

Das wesentlich Neue dieser Gliederung ist also die Trennung des alten Helvetian in zwei Teile, die sich nicht nur in der Schweiz, sondern auch im Rhonebecken und im Wienerbecken, dort als I. und II. Mediterranstufe, auseinanderhalten lassen. Später wurden noch Helvétien und Tortonien, der II. Mediterranstufe entsprechend, zum Vindobonien zusammengefaßt. Die Depéretsche Einteilung ist schon 1894 von Renevier in seinem Chronographe géologique in den grundlegenden Neuerungen

angenommen worden; ihm folgte dann Lapparent und bald in der Hauptsache auch die Schweizer Geologen. Nachfolgend ist die geschilderte Entwicklung der Molassestratigraphie in tabellarischer Form übersichtlich zusammengestellt.

Tabellarische Zusammenstellung der älteren und neueren Molasseeinteilungen.

	Heer 1859	Mayer 1874	Depéret 1893	Renevier 1894	Lapparent 1906	Rollier 1911
Obere Molasse	Oehningerstufe	Messinien	Sarmatien			Sarmatien
		Tortonien	Tortonien	Tortonien / Helvétien: Vindobonien (II. Mediterranstufe)	Tortonien / Helvétien: Vindobonien	Vindobonien
Mittlere Molasse	Helvetische Stufe	Helvétien	Helvétien			
	Mainzer-Stufe	Langhien	Burdigalien	Burdigalien	Burdigalien	Burdigalien
Untere Molasse	Aquitanische Stufe	Aquitanien	Aquitanien	Aquitanien	Aquitanien	Aquitanien
	Tongrische Stufe	Tongrien	Stampien	Rupélien, Stampien	Stampien, Rupélien	Stampien

Herkunft der Stufennamen.

Tongrien von Tongern in Belgien (Dumont 1839),
Rupélien von Rupel in Belgien (Dumont 1849),
Stampien von Etampes südlich Paris (Rouville 1853),
Oehningien von Oehningen am Bodensee (Heer 1855),
Mainzerstufe (Mayencien, Moguntian) vom Mainzerbecken (Heer und Mayer 1855 bis 1857),
Aquitanien von der Aquitaine (Mayer 1857),
Helvétien vom alten Helvetien (Mayer 1857),
Tortonien von Tortona im Piemont (Mayer 1857),
Langhien von den Langhe-Hügeln im Piemont (Pareto 1865),
Mediterranstufen vom Mittelmeer (Sueß 1866),
Messinien von Messina (Mayer 1867),
Sarmatien vom alten Sarmatien (Barbot de Marny 1869),
Burdigalien von Burdigala = Bordeaux (Depéret 1892),
Vindobonien von Vindobona = Wien (Depéret 1895).

Die Stratigraphie der Molasse ist aber heute wohl noch nicht abgeschlossen; sie ist außerordentlich schwierig. Denn hier fehlen durchgreifende leitende Horizonte. Faziesverschiedenheiten, die von Mayer-Eymar viel zu wenig gewürdigt und oft mit Altersverschiedenheiten verwechselt worden waren, spielen die größte Rolle. Im einen Falle verdecken sie tatsächlich vorhandene Gleichaltrigkeit, täuschen aber an anderer Stelle falsche Gleichaltrigkeit vor. Hierfür einige Beispiele:

1. Wie in der Schweiz so spricht man im Rhonebecken von einer oberen Süßwassermolasse. Aber die Landfauna der schweizerischen oberen Süßwassermolasse ist charakterisiert durch stetes Zusammengehen von Mastodon angustidens mit Listriodon splendens, Anchitherium aurelianense, Dinotherium, Pliopithecus; sie entspricht damit der marinen Fauna von Sansan und La Grive St. Alban im Rhonebecken und der II. Mediterranstufe bei Wien; sie ist aber völlig verschieden von der Landfauna der oberen Süßwassermolasse des Rhonebeckens, die jüngeren, nämlich pontischen Alters ist und Hipparion gracile, Mastodon longirostris, Tragoceren, Gazellen führt wie die Fauna von Pikermi. So wird in der Schweiz wie im Rhonebecken die Molassebildung abgeschlossen durch eine Süßwasserablagerung; diese ist aber hier und dort nicht gleich alt; das Meer hat sich aus der Schweiz

zuerst zurückgezogen, erst später aus dem Rhone- und dem Wienerbecken. Die oberste Stufe des Miocän, das Pontien, fehlt in der Schweiz.

2. Am Alpenrand wie am Jurarand tritt unter der oberen Süßwassermolasse des schweizerischen Molassebeckens die mittlere marine Molasse mit dem Muschelsandstein zutage. Die Faunen von subalpinem und subjurassischem Muschelsandstein sind so ähnlich und zeigen so ganz dasselbe Verhältnis der ausgestorbenen zu den noch lebenden Arten, daß man von jeher daraus auf gleiches Alter der beiden Bildungen geschlossen hat. Im großen ganzen ist ja richtig, daß hier wie dort die marine zugleich die mittlere Molasse bildet, die von Molassen von mehr limnischem Charakter unter- und überlagert wird. Aber es gilt nicht im einzelnen. Kaufmann hat zuerst gezeigt, daß die subalpine marine Molasse im Napfgebiet unter die marine Molasse der Umgebung von Bern einsinkt. Die neueren Befunde von Kißling haben diese Anschauung bestätigt. Kißling findet seinerseits, daß die marine Berner Molasse nach Süden zwischen Süßwasserbildungen auskeilt, die über dem subalpinen Muschelsandstein liegen. Es sind also die marine Berner Molasse und die gleichaltrige subjurassische obere marine Molasse etwas jünger als die subalpine Meeresmolasse. Es ist das im Grunde genommen sehr verständlich; durch die vorrückenden Deltas der alpinen Ströme wurde das Meer am Alpenrande zuerst verdrängt, ähnlich wie es, um an das erste Beispiel anzuknüpfen, in der Schweiz früher verschwand als im Rhonebecken. Vollständig damit in Einklang zeigt die von den Faziesverhältnissen unabhängige, meist eingeschwemmte Säugetierfauna des Muschelsandsteins und der oberen Molasse größte Übereinstimmung, ist aber völlig verschieden von der Fauna der unteren Molasse.

3. Die gewaltige Masse der Rigikalknagelfluh hat sich durch die Untersuchungen von Baumberger ergeben als die festländische Deltaaufschüttung, welche dann im Meere draußen bei Luzern in die marine Sandsteinmolasse mit immer spärlicher werdenden Konglomeratbänken, das ist in das echte Burdigalien übergeht; die obere polygene Nagelfluh des Rigi geht nach NW über in die Vindobonien-Sandsteine nördlich Luzern. Der Zusammenhang ist unterbrochen, weil die hohe Antiklinale von der Denudation so angegriffen ist, daß die beiden fazial verschiedenen, aber dem Alter nach gleichen Schenkel derselben völlig getrennt sind.

4. Die untere Süßwassermolasse am Jurasüdrande zerfällt in einen oberen Teil, Delémontien, und einen unteren Teil, Alsacien. Nördlich des Jura treffen wir darunter auf die marinen Bildungen des Mainzerbeckens. Es scheint aber, daß die Zeitgrenze zwischen Aquitanien oben und Stampien unten nicht mit der Grenze zwischen Süßwasser und Meeresbildung zusammenfalle, sondern daß das Delémontien ins Aquitan und das ähnliche limnische Alsacien schon ins Stampien hinabzustellen sei, so daß zum Teil die „Molasse Alsacienne" das limnische Zeitäquivalent des oberen marinen Stampien des Mainzerbeckens darstellt. Jedenfalls war am Südrande und im Innern des Jura Süßwasser, als den Rheintalgraben ein Fjord des Mainzer Meeres erfüllte.

Die geschilderte Tatsache, daß die mittlere marine Molasse und ebenso die untere marine Molasse stellenweise seitlich in Süßwassermolasse übergeht, hatte viele Mißverständnisse zur Folge. Deshalb hielten sich viele lieber an die alte Gümbelsche bloße Zweiteilung der Molasse in Oligocän und Miocän. Allein vom Jura bis an die Alpen ist die Dreiteilung natürlicher. Abgesehen vom wenig aufgeschlossenen marinen Stampien haben wir eben durchweg einen marinen Komplex zwischen zwei vorherrschend limnischen Schichtfolgen. Und wenn auch die Wechsel zwischen limnisch und marin nicht überall gleichzeitig eingetreten sind, so bleibt doch diese Dreiteilung z. B. für eine geologische Übersichtskarte die einzige Möglichkeit. Man muß sich nur dessen bewußt bleiben, daß diese Dreiteilung nicht scharf ist, die Grenzen zeitlich für verschiedene Orte schwanken und Marines und Limnisches auch seitlich in gleichzeitigen Ablagerungen wechseln kann. Obere marine Molasse und unterer Teil der oberen Süßwassermolasse können gleichzeitig sein. Rollier freilich betont, daß alle „untere Süßwassermolasse" marin mit bloß eingeschwemmten Süßwasser- und Landfossilien sei, und meint sogar, auch

in der oberen Süßwassermolasse sei vieles marin (Krabbe in Oehningen, große Sumpfschildkröten von Veltheim). Er mag zum Teil recht haben, allein er geht darin wohl doch etwas zu weit. Man denke nur an die vielen Stellen, wie z. B. Nordabhang des Born, wo in der Basis des Aquitanien zusammenhängende autochthone Süßwassermuschelbänke in ausgedehnter Entwicklung vorhanden sind. Wenn so in der ganzen Westschweiz das Mittelland von marinen Bildungen erfüllt ist in auffallendem Gegensatz zu den braunkohlen- und süßwasserkalkreichen limnischen Ablagerungen der horizontalen Molasse der Ostschweiz, so ist die Ursache dieses Unterschiedes von Osten und Westen in unserem Molasseland wohl weniger darin zu suchen, daß im Westen die Erosion eine viel größere war und infolgedessen die obere Süßwassermolasse fehlt, als zum größeren Teile darauf zurückzuführen, daß im Westen gleich wie im Rhonebecken die Meeresbedeckung länger gedauert hat. Im Westen ist das Vindobonien meistens marin, gegen Osten zum Teil Süßwasserabsatz. In vollem Einklang mit dieser Auffassung stimmt die eingeschwemmte Landsäugetierfauna von mariner und oberer Süßwassermolasse völlig überein, ist aber ganz verschieden von derjenigen der unteren aquitanen Molasse.

In Anlehnung an die vorausgegangenen Molassegliederungen und unter Berücksichtigung der gegebenen Gesichtspunkte kommen wir zu folgender Anwendung der allgemeinen Stufeneinteilung auf die Molasse:

Sarmatien, Sarmatische Stufe Vindobonien, Wienerstufe . Burdigalien, Bordeauxstufe .	Obere Molasse Mittlere Molasse	Miocän
Aquitanien, Aquitanstufe . . Stampien, Stampische Stufe .	Untere Molasse	Oligocän

Molasse ist also Mittel- und Oberoligocän und Miocän mit Ausnahme des obersten Miocän. Die Pontische Stufe fehlt in der Schweiz. Pontisch geht hier zusammen mit Pliocän, es sind schon die Zeiten der großen Dislokationen, da nur für Abschwemnung aber nicht mehr Ablagerung Möglichkeiten bestanden.

Im großen ganzen ist die obere Molasse in der östlichen Schweiz vorherrschend Süßwasserbildung, gegen Westen reicht die unterliegende marine Fazies höher hinauf. Die mittlere Molasse ist fast durchweg marin, die untere Molasse ist vom Jura bis an die Alpen häufig Süßwasserbildung. Nur nördlich des Jura noch drang das Stampische Meer des Mainzerbeckens mit seinen im Rheintalgraben 1200 m mächtigen Ablagerungen und Küstenkonglomeraten in die Schweiz ein.

Vielfach stellt sich zwischen allen diesen Molassebildungen unregelmäßiger Mediumswechsel ein.

Die Grenzen sind nach den übereinanderliegenden Abteilungen wie nach der Fazies schwankend.

Die untere Süßwassermolasse z. B. enthält bei Ouchy am Genfersee und Epautheires bei Yverdon marine oder brackische Cerithienschichten wie bei Miesbach in Bayern, bei Bilten im Glarnerland 4 m mächtige marine Cardienbänke, vereinzelte Cardien bei Winkel, Ennethorw usw. in den Kernen der subalpinen Antiklinalen. Bei Genf und im Berner Jura (Moutier) führt sie Gips, bei Orbe, Chavornay Petrol wie im Elsaß; die Blätter von Landpflanzen, Schalen von Land- und Süßwasserschnecken, Knochen von Wirbeltieren sind hier oft nur eingeschwemmt. Anderseits enthält die

marine mittlere Molasse nicht nur verschwemmte Land- und Süßwasserorganismen, sondern führt gelegentlich auch limnische Schichten (St. Gallen, Luzern). In Luzern durchsetzen zwei Horizonte von Süßwasserkalken den Muschelsandstein, und schwache Kohlenflöze sind darin vorhanden in Luzern, Sonnenberg bei Littau und St. Gallen. In den Mergeln und Sandsteinen bei Walchwyl am Zugersee im Fuße des Roßberg, in den Schichten von Bilten, in der Molasse des Unterwäggital hat C. Escher-Heß Foraminiferen gefunden, woraus hervorgeht, daß die Basisschichten der großen Nagelfluhkomplexe marin sind, die Delta ins Meer hinaus angeschwemmt wurden und die Deltaströme erst allmähliche und strichweise Aussüßung hervorbrachten. Bei Bregenz liegen marine Muschelsandsteinbänke zwischen den Süßwasserkalk- und Pechkohlenflözen.

Zu einer durchgreifenden definitiven Gliederung der Molasse kann man erst kommen an Hand viel genauerer vergleichender Profilaufnahmen, Schritt für Schritt vorrückend, und sorgfältiger paläontologischer Untersuchungen, und zwar sind bei den letzteren weniger die von den Faziesbedingungen sehr abhängigen marinen Schnecken und Muscheln oder die nicht so rasch sich ändernden Pflanzen, als vor allem die eingeschwemmten Knochen von Landsäugetieren und die Land- und Süßwasserschnecken zu berücksichtigen.

2. Molasseprofile typischer Regionen.

a) Die Zone St. Gallen-Luzern.

Nördlichste Zone der alpinen Dislokation. Obere Süßwassermolasse, St. Gallerschichten, plattenförmige Molasse mit Muschelsandstein, antiklinale Sandstein- und Mergelzone Aquitanien, Veränderungen der Zone gegen die Alpen. Schichtfolge in der subalpinen Molasse. Übergreifen der Nagelfluh in den höheren Schichten.

Literatur:

F. J. Kaufmann, Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. Denkschr. d. schweiz. naturf. Ges. Bd. 17. 1860.

F. J. Kaufmann, Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz, „Beiträge", Lfg. 11. 1872.

A. Gutzwiller, Molasse und jüngere Bildungen auf Dufourblatt IX, „Beiträge", 14. Lfg. 1877.

Gutzwiller und Schalch, Geolog. Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen, „Beiträge", Lfg. 19. 1883.

C. Mayer-Eymar, Fossilienlisten.

F. J. Kaufmann, Emmen- und Schlierengegenden. „Beiträge", Lfg. 24, 1. Teil. 1886.

Ch. Falkner und A. Ludwig, Beiträge zur Geologie der Umgebung St. Gallens. Jahrb. St. Gall. naturw. Ges. für das Vereinsjahr 1901/02 u. 1903.

E. Baumberger, in Vierwaldstätterseekarte, „Beiträge" 1913.

Alle folgenden Numerierungen entsprechen stets von unten nach oben den Altersfolgen, und die übereinanderfolgenden Schichten sind stets ihrer Lagerung entsprechend geordnet, oben was oben, unten was unten liegt.

Fast die ganze Molasseschichtfolge der Ostschweiz ist besonders schön entblößt in der Zone, in der die im Mittellande horizontale Molasse sich schon gegen die Alpen hin aufgerichtet hat, wo dann unter der obersten Molasse der Reihe nach immer ältere Schichten aus der Tiefe aufsteigen und mit ihren Köpfen isoklinale Rippen in die Landschaft zeichnen. Es ist dies die nördlichste Zone der alpinen Dislokation. Hier stehen Lagerung und Altersfolge in sicherer klarer Übereinstimmung. Diese Zone ist deshalb das klarste Ausgangsgebiet für die Forschung.

Die Ausbildung dieser ganzen Schichtfolge bleibt sich auffallend ähnlich vom Bodensee bis fast an den Thunersee. In der Gegend des Speer-Hörnli-Delta er-

leidet die Zone scheinbar einen Unterbruch, indem hier alle Stufen durch Nagelfluh gebildet werden. Die gleiche Erscheinung wiederholt sich in der Nagelfluhmasse des Napfdelta westlich Luzern, und endlich verschmelzen auch am Thunersee alle Stufen dieser Zone in Nagelfluh. Dort endigt die ganze Zone anscheinend untertauchend unter die alpine Stockhornregion, um weiter westlich in gleicher Ausbildung nicht mehr zu erscheinen. Klassisch geworden sind die Profile von St. Gallen und Luzern; sie stimmen im wesentlichen miteinander überein.

Die Schichtfolge des Nordschenkels der nördlichen Antiklinale vom Bodensee bis gegen den Thunersee ist von oben nach unten, das ist zugleich von NW nach SE, folgende:

4. Obere Süßwassermolasse, Sarmatien, teilweise Vindobonien (Oehningerschichten Hr., Albisschichten Kaufm.):

Diese ist dem ganzen Alpenrand entlang vom Bodensee bis zum Thunersee größtenteils als bunte Nagelfluh entwickelt, deren Mächtigkeit im Tößstockgebiet und Napfgebiet auf über 1000 m anschwillt. Aber auch bei St. Gallen, wo Nagelfluh spärlich ist, wird die Mächtigkeit von Falkner und Ludwig gleich hoch geschätzt. Neben Nagelfluh setzen in ungezähltem Schichtenwechsel und Schichtrepetitionen granitische, dann gemeine und knauerige Molasse sowie Mergel die Stufe zusammen. Eigentümlich ist die schon früher (S. 47—48) erwähnte Einlagerung der Degersheimer oder Abtwiler Kalknagelfluh („Appenzeller Granit") innerhalb der bunten Nagelfluh, die sich von Abtwil bei St. Gallen nur mit einem kurzen Unterbruch bei Lichtensteig bis nach Feldbach am Zürichsee gerade da verfolgen läßt, wo infolge der mächtigen Nagelfluhentwicklung des Speer-Hörnli-Delta die marine Molasse aussetzt. Sie bildet innerhalb dieser ungegliederten gleichförmigen Nagelfluhmassen einen willkommenen Leithorizont. Sowohl bei St. Gallen wie am Zürichsee, wo die marine Molasse wieder erscheint, liegt diese letztere rund 400—500 m unter der Degersheimer Kalknagelfluh. Im zwischenliegenden Gebiet sind wir so imstande, festzustellen, welche Nagelfluhzone der marinen Molasse von St. Gallen und Luzern zeitlich entspricht, und haben zugleich die Gewißheit, daß die ganze bunte Nagelfluh des Tößstock-Hörnli-Delta sicher zur oberen Molasse gehört.

Fossilien: Land- und Süßwassermollusken in den bituminösen Mergellagen, vor allem Helices und Planorben, auch Melania Escheri, Clausilia helvetica, Unio flabellatus in der Umgebung von St. Gallen. Beste Fundstelle bei St. Gallen ist Holz (774 m) rechts oberhalb des von Rotmonten nach dem Bruggwald führenden Sträßchen. Maßgebend für die Altersbestimmung sind die Säugetierfunde im Kohlenlager von Käpfnach am Zürichsee, wo allerdings die Schichten schon fast horizontal liegen. Am häufigsten ist die Biberart Steneofiber Jaegeri Kaup (Chalicomys); für obermiocän typisch ist vor allem Mastodon augustidens Cuv. Die ganze Bildung gehört ins Vindobonien und Sarmatien. Gegen Norden geht sie nach den Darstellungen von Kaufmann im Kanton Luzern in die marinen Aargauerschichten, gegen Westen im Kanton Bern in die marinen Bernerschichten zum Teil über; an Stelle der Land- und Süßwasserschnecken tritt dort die marine Vindobonienfauna; die eingeschwemmten Säugetierreste aber sind dieselben.

3. St. Gallerschichten, Vindobonien (= Rootseeschichten Kaufm., Meeresmolasse Mayer und Gümbel).

Die Basis des großen Komplexes der bunten Nagelfluh ist schon zu den St. Gallerschichten zu rechnen, denn sie erweist sich in der ganzen Zone vom Bodensee bis ins Napfgebiet als marin, bei St. Gallen liegen stellenweise marine Fossilien, besonders Cardien zwischen von Pholaden angebohrten Geröllen; besonders haben aber die mächtigeren zwischenliegenden Mergel und Sandsteine bei St. Gallen wie bei Luzern eine außerordentlich reiche marine Fauna geliefert. Die wichtigsten Fundstellen liegen bei St. Gallen an der Sitter südlich Stockeren, bei Luzern im Tälchen des Rotsee; daher die Namen St. Galler- und Rotseeschichten.

Die Fauna ist typisch für II. Mediterranstufe durch Cardita Jouanneti Bast.; Turritella turris Bast. bildet ganze Schichtbänke im Sandstein. Aus der langen Liste von fast 800 Arten, die K. Mayer-Eymar in seinem Helvetian gesammelt hat, seien nur erwähnt: Ostraea crassissima, Ost. tegulata, Pecten Hermanseni, P. Celestini, P. solarium, Arca Fichteli, Cardium Darwini, C. edule, Cardita

Jouanneti, Venus islandicoides, Venus plicata, Tapes vetula, Corbula carinata, Pholadomya alpina, Panopaea Menardie, Turritella vermicularis, T. bicarinata, Cerithium lignitarum, Ancilla glandiformis, Mitra fusiformis, Pleurotoma calcarata, Pl. semimarginata, Pl. asperulata, Pirula cornuta, Ficula condita, Nassa baccata.[1])

Aber die Zone enthält auch Süßwasserversteinerungen eingeschlossen sowohl in einzelnen eingeschwemmten Exemplaren als in ganzen limnischen Bänken. So findet sich in St. Georgen bei St. Gallen ein etwa 5 cm mächtiges bituminöses Felsband zwischen wenige Zentimeter dicken Pechkohlenflözen; an der Sohle des unteren Flözes liegen viele Planorben. Auch bei Luzern sind Bänke mit Süßwassermollusken eingeschaltet; Kaufmann unterscheidet geradezu zwei Fazies und bezeichnet die marine als St. Gallerschichten, die limnische als Rotseeschichten. Die Mächtigkeit der Zone beträgt bei St. Gallen etwa 150—200 m, bei Luzern bis 600 m.

Verlauf. Von Bayern her treten die St. Gallerschichten an den Bodensee; bei Rorschach stehen sie in blaugrauen marinen Schiefermergeln an. Bis St. Gallen ist die Entwicklung gering. In St. Gallen selbst aber folgt eine enorm reiche marine Fauna hauptsächlich in den obersten Schichten der Stufe. Wo die Aufschlüsse genügen, kann man fast immer zwei bis vier durch mehrere Meter mächtige fossilleere Schichten getrennte Petrefaktenhorizonte unterscheiden, zum Teil sind es förmliche Muschelagglomerate. In der Umgebung von St. Gallen sind zahlreiche treffliche, zeitweise geöffnete Fundstellen ausgebeutet worden, und manche derselben sind noch jetzt ergiebig. Sie gehören alle dem Komplexe der mit ca. 20° ansteigenden südlichen Schichten des Isoklinaltälchens an, in welchem die Stadt liegt, und reichen vom Goldachtobel bis gegen Herisau. Im Grütlisteinbruch bei Tablat werden wohlerhaltene Cardien zwischen den Nagelfluhgeröllen im obersten Teil der Stufe gefunden. Südlich der Sitter Eisenbahnbrücke am Weg nach Kubel und an der Westseite der Speicherstraße trifft man ganze Schichten, in welchen die Kalkgerölle voll Bohrmuscheln stecken (Fig. 2 S. 45). Im östlichen Teil des Hagenbuchwaldes geht die Nagelfluh in ein förmliches Muschelagglomerat über. Die Pflanzenfunde im Steingrübli haben Heer in seiner Urwelt der Schweiz zu der Schilderung der Flora der Umgebung von St. Gallen zur Vindobonzeit veranlaßt.

Nach WSW in unverändertem allgemein alpinem Streichen und mit 15—50° Fall nach NW wird die Zone immer schmäler. Sie ist noch nachgewiesen westlich Herisau, nahe dem Glattübergang der alten Straße nach Schwellbrunn, durch einen etwa 3 m mächtigen Mergelabriß mit Turritellen. Dann wird sie mehr und mehr von Nagelfluhbänken verdrängt. Bis fast an den Zürichsee fehlen alle Spuren mariner Versteinerungen. Erst bei Jona fand schon Escher Corbula, Ostrea und Turritella. Die Zone geht von hier weiter über den Schloßberg von Rapperswil, die Inseln Lützelau und Ufenau und wahrscheinlich nördlich der Steinbrüche von Bäch vorbei, um dann unter Diluvium zu verschwinden. Sie erscheint erst wieder bei Root und streicht von dort durch das Rotseetälchen nach Luzern. Zwei Nagelfluhzüge (Ebikon-Stollberg und Seehof-Sedel-Zimmeregg) fassen das in Sandstein und Mergeln eingebettete Isoklinaltal des Rotsee ein. Der südliche Nagelfluhzug enthält in den begleitenden Mergeln zahlreiche marine Fossilien; Kaufmann kannte 1887 schon 84 von Mayer-Eymar bestimmte Arten (29 Schnecken und 55 Muscheln). Fundorte liegen bei Stollberg, nördlich St. Karli, nördlich Urnerhof, bei Innerschachen, bei Ebikon. Davon ist derjenige von Innerschachen schon im 18. Jahrhundert dem Luzerner Naturforscher Karl Nikolaus Lang bekannt gewesen. Von Luzern streicht die Zone als Mergelband über Malters bis zum Rümlig, wird in der Umgebung von Entlebuch durch Nagelfluh verdrängt, bildet dann wieder die Terrasse von Michlischwand-St. Joseph am Schüpferberg und zieht, von Nagelfluh wiederum fast verdrängt, über die Escholzmatter Höhe. Noch im Kanton Bern bildet sie am Staufen und um Naters herum eine ziemlich mächtige Decke. Dort im Napfgebiete, wo infolge der mächtigen Nagelfluhentwicklung sonst alle Stufenunterschiede verschwinden, hält doch das Band der Rotseemergel noch aus und bildet dann den letzten willkommenen Leithorizont.

2. Plattenförmige Molasse mit Muschelsandstein, Burdigalien (Luzernerschichten, Kaufmann).

[1]) Nach neuesten, erst während des Druckes dieses Abschnittes ausgeführten Untersuchungen von Arnold Fank bedürfen die Mayerschen Bestimmungen einer eingreifenden Korrektur. Das Wesentlichste kann ich nicht mehr hier, sondern erst im folgenden Abschnitt (Fossilien der Molasse) noch melden.

Nach unten gehen die mergel- und nagelfluhreichen St. Gallerschichten von Rorschach bis Luzern überall in eine auffallende und typische Bildung grauer gutgeschichteter plattiger Sandsteine über, die unter dem Namen plattenförmige Molasse schon lange bekannt ist. Gute Trennung in ebene Schichtplatten, Wellenfurchen und allerlei sonderbare zum Teil noch unerklärte Formen auf den glimmerigen Schichtfugen sind die Regel. Es ist eine der einheitlichsten und am besten begrenzten Schichtgruppen in der schweizerischen Molasse. Bei Rorschach ist sie ungefähr 300 m, im Martinstobel bei St. Gallen nur 150—200 m, bei Luzern volle 700 m mächtig. Die plattenförmige Molasse im ganzen ist arm an Versteinerungen; dagegen ist sie ausgezeichnet durch Einlagerung bald einer, bald mehrerer oft glaukonithaltiger Muschelsandsteinbänke. Unter diesen ist in der obersten Plattenmolasse von der größten Ausdehnung die sogen. „Seelaffe" zu beiden Seiten des Bodenseetales (Fig. 26). Sie wird bis 5 m mächtig und bildet einen Zug von Platten zwischen Staad und Buchen durch die Goldach, im Martinstobel und bis an die Urnäsch. Bei Rorschach findet sich eine zweite ähnliche Bank 180 m tiefer (Nagelstein, Buchen, Wienachten), im Tobel der Goldach eine solche 30 m unter der eigentlichen Seelaffe. Es sind stets Muschelbreccien, namentlich aus Cardientrümmern: sie enthalten auch Ostrea crassisima und Haifischzähne. Bei Luzern treten zahlreiche Bänke solcher Muschelsandsteine auf; es sind dort so z. B. auch im Gletschergarten Luzern weniger Muschelbreccien als Muschelbänke, und sie führen weniger Cardien, sind meist Tapesbänke, gelegentlich mit Lamna cuspidata. Die Fauna der Zone der Plattenmolasse ist überaus reich an Individuen, aber sehr arm an Arten. Kaufmann fand in der Umgebung von Luzern nur 9 Arten (Diplodonta rotundata, Cardium commune, Cardium lapicidinum, Artemis africana, Natica Saucatsensis, Tapes helvetica, Tapes Ulmensis, Lutraria Gallensis, Trochus patulus, Lamnazähne [sehr vereinzelt], Palmblätter [Sabal und Flabellaria Ruminiana]).

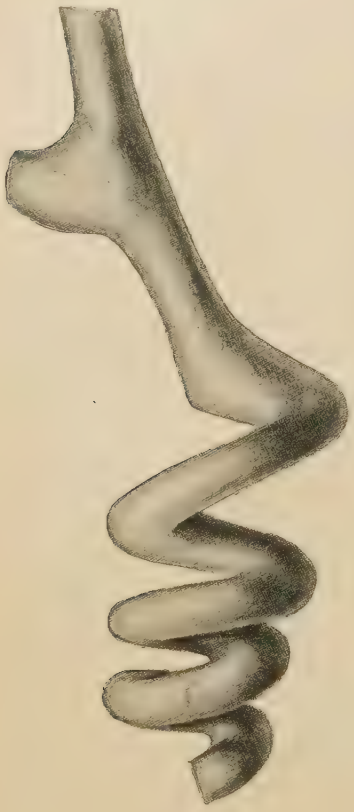


Fig. 8.
Schraubenstein von Kurzegg bei St. Gallen, $^1/_2$ natürl. Größe.

In verschiedenen Schichten im mergeligen Sandstein der marinen Molasse von St. Gallen, besonders im Burdigalien bei der Martinsbrücke, in der Sitterschlucht von Kubel bis gegen Herisau wie auch in Bäch und in Rorbas, finden sich die „Schraubensteine". Die korkzieherförmigen Gesteinskörper von Fingerdicke stehen nach Mitteilungen von Herrn Lehrer A. Ludwig (St. Gallen) mit dem weiter gewundenen Teil, der dann in Verdickung und Verzweigung endigt, stets nach oben in der Schicht. Hier und da schließen sich oben krumme oder gerade Gesteinswülste daran. K. Mayer-Eymar hat einmal eine Trogmuschel (Lutraria sanna) in einem Schraubenstein steckend gefunden und hält dieselben deshalb für ausgefüllte Gänge dieser Bohrmuschel. Es ist aber recht auffallend, daß in der gleichen Schicht, die viele Schraubensteine enthält, oft gar keine Spuren anderer Fossilien zu finden sind, so daß man fast denken muß, der Fund von Mayer beruhe auf einem Zufall, und es möchten eher Bohrwürmer die Schraubensteine erzeugt haben. Es gibt solche, die wie eine Schraube rechts gewunden sind, andere aber auch, die links drehen. Verwandt sind 1—3 cm dicke zylindrische Körper, vorwiegend senkrecht zur Schichtung und oft kreuzförmig verzweigt.

Auffallenderweise sind Süßwasserablagerungen auch in diese Stufe eingeschaltet. Dahin gehören das Kohlenflöz von Sonnenberg bei Littau und von der Hofkirche Luzern zusammen mit Süßwasserkalk. Bei Littau treten Süßwasserkalk und eine Muschelsandsteinbank in direkten Kontakt und greifen zapfenartig ineinander ein. — Es handelt sich hier offenbar um echte Deltaerscheinungen.

Nagelfluh kommt in dieser Zone nur in dünnen Geröllagen vor. Auch graue und gelbe Mergel treten sehr zurück, am meisten entwickelt sind sie wohl in St. Gallen an der Basis der Platten. In der ganzen Zone bedecken größere und kleinere Wellenfurchen sehr häufig große Schichtflächen der Plattensandsteine (Luzern, Bäch, St. Gallen).

Verlauf: Von der Isar weg durch Hoher Peißenberg und Bregenzer Wald bis an den Bodensee; von Rheineck streicht die Zone, an Mächtigkeit abnehmend, weiter und südlich durch St. Gallen (St. Georgen); dann verschwindet sie ganz gegen das Gebiet des Speer-Hörnli-Delta, in dessen Nagelfluhmassen ja alle Stufenunterschiede ein Ende haben. Sie erscheint aber wieder bei Jonen, Freienbach, Bäch und Wollerau. Die vielen Steinbrüche in Bäch haben massenhaft Baumaterial für Zürich geliefert. Auch hier sind Wellenfurchen prachtvoll auf den ebenen Schichtflächen zu sehen, Toredowurmgänge sind häufig, Schichtfall 30—40° N. Westlich taucht die plattenförmige Molasse im Einschnitt der Sihl bei Finstersee unter Diluvium auf. Sie setzt fort bei Schloß Buonas am Zugersee und zieht über Rooterberg, Dottenberg, Homberg nach Luzern, wo der Gletschergarten und die Felswand mit dem Löwendenkmal der Zone angehören. Weiter westlich: Sonnenberg und Blattenberg; gegen Escholzmatt hin verliert sie aber ihre feste Begrenzung und innere Gleichmäßigkeit; der Sandstein wird mehr und mehr zur gewöhnlichen oder granitischen Molasse. Streifen bunter Nagelfluh lagern sich ein und werden immer häufiger, bis dazwischen die plattenförmige Molasse westlich Escholzmatt und Marbach ganz verschwindet. Im ganzen Verlauf sind auf dieser Zone unzählige Steinbrüche im Betrieb, Schichtfall stets 20—60° NNW.

1. Antiklinale Sandstein- und Mergelzone, Aquitanien (rote Molasse, granitische Molasse, Kalksandstein).

In den Schichten, die im Gewölbekern der nördlichen Antiklinale entblößt sind, geht die bisher beobachtete Einheitlichkeit der Zone verloren. Es lassen sich zwei Faziesgebiete auseinanderhalten, die ungefähr durch den Zugersee geschieden werden. Im östlichen Faziesgebiet wird die plattenförmige Molasse zunächst von der granitischen Molasse unterlagert. Diese läßt sich als gegen 2 km breiter Streifen von St. Margarethen im Rheintal bis über Bollingen am Zürichsee verfolgen. Der südlicher anliegende eigentliche Kern der Antiklinale wird von roten Mergeln, von gemeiner Molasse und, namentlich südlich der Scheitellinie der Antiklinale, von festen Kalksandsteinen der „subalpinen Molasse" Studers gebildet. Im westlichen Faziesgebiet dagegen fehlen granitische und „subalpine Molasse"; rote Mergel und Mergelsandsteine bilden den Antiklinalkern, dessen Breite bei Luzern etwa 800 m beträgt. Nach der neueren Auffassung von Baumberger aber steigt dieselbe auf wohl 5 km, indem ihr auch die Zone von Meggen-Birchegg zuzurechnen ist.

Die ganze Zone ist sehr arm an Fossilien. Bei St. Gallen finden sich darin am rechten Ufer der Goldach bis 5 cm dicke Kohlenflöze mit Pflanzen und Schnecken in den begleitenden Mergeln. Die roten Molassemergel sind ganz versteinerungsleer; sie wurden von Kaufmann als Süßwasserbildung aufgefaßt.

Verlauf der aquitanischen Zone: Berneck-Trogen-Teuffen-Haslen-Waldstadt-Schönengrund-Hemberg-Kappel-Rikentunnel mit Ausströmungen von Grubengas-Uznach-Schmerikon-Bollingen-Pfäffikon-Feusisberg. Dann ist bis an den Zugersee die aquitanische Zone fast ganz durch Diluvium verdeckt. Von Meyerskappel zieht sie über Udligenschwil und Adligenschwil weiter nach Luzern, dann über Kriens, Schwarzenberg, Schüpfheim, Escholzmatt bis Marbach.

Veränderungen der Molassestufen der Zone St. Gallen-Luzern gegen die Alpen hin.

In den Antiklinalen der Molasse, die sich südwärts an die nördlichste anreihen, die aber vielleicht zum Teil nur untergeordnete Faltungen im Kerne der einen großen nördlichen darstellen, sollten die eben beschriebenen Stufen des Nordschenkels der nördlichsten Antiklinale wenigstens zum Teil wieder auftreten. Aber da zeigt sich nun, daß, bis vielleicht auf die aquitanische Stufe, keine einzige sich wieder erkennen läßt. Alle Molassestufen verändern sich gegen den Alpenrand hin außer-

ordentlich rasch; das macht die Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse so schwierig. Die Veränderung macht sich namentlich in einer Vergröberung des Kornes, einer Zunahme der Konglomeratlagen und damit in Zusammenhang in einer rasch wachsenden Mächtigkeit der gesamten Molassebildung und leider besonders in einer starken Abnahme der Fossilien geltend. Die granitische Molasse und bis und mit den St. Gallerschichten werden gegen die Alpen hin zu bunter Nagelfluh, die Luzernerschichten und die Kalksandsteine der aquitanen Zone zu Kalknagelfluh. Und wie die granitische Molasse die kalksandsteinige überlagert, so liegt im großen ganzen die bunte Nagelfluh über der Kalknagelfluh und nimmt namentlich die Synklinalen ein. Die Kalknagelfluh folgt mehr den Antiklinalzonen. Die plattförmige Molasse wie die Fauna der St. Gallerschichten sind südlich der nördlichen Antiklinale noch nie angetroffen worden. Entweder greifen sie gar nicht mehr ein in die südlichen Synklinalen, ihre Fortsetzung liegt schon in den Lüften oder, was heute viel wahrscheinlicher ist, sie sind verteten durch bunte Nagelfluh (Rigi nach Baumberger). Fossilfunde in dieser subalpinen Nagelfluh sind recht selten und zerstreut. Innerhalb der Nagelfluhzonen liegen namentlich zwei Kohlenlager, das vom Hoheronen und das von Rufi bei Schännis mit Pflanzen- und Tierresten.

Die Kohlenschichten vom Hoheronen wurden von Heer nach den begleitenden Pflanzen ins Aquitan gestellt. Schon Kaufmann hat mit Gründen, die bis jetzt noch nicht widerlegt worden sind, widersprochen und die Ansicht verteidigt, daß die von ihm sogenannten Hoheronen-Schichten gleichaltrig seien wie die plattenförmige Molasse; die Tektonik spricht dafür, die Fossilfunde nicht dagegen. Es ist sogar möglich, daß die Kohlen und die bunte Nagelfluh vom Hoheronen noch jünger sind, als Kaufmann annahm. Die sicher bestimmten Säugetierreste sind in der später folgenden Tabelle erwähnt; andere Tierreste sind spärlich; sehr groß ist der Pflanzenreichtum; aber die Pflanzen sind eben stratigraphisch hier wie überall nicht so scharf leitend.

Die Kohlenschichten von Schännis liegen zwischen Kalknagelfluh und sind jedenfalls älter. Sie führen die für untere Molasse typische Pflanze Dryandroides hakeaefolius und die für Aquitan bezeichnende Helix Ramondi Br.

Während die roten Mergel im Kern der nördlichen Antiklinale ganz fossilleer sind, treten in den südlichen antiklinalen Kernzonen neben roter Molasse vertretend auch rauchgraue Schiefermergel auf, diese sind fossilarm, aber typisch marin. Bei Bilten enthalten sie an ihrer Decke, unter der Kalknagelfluh, etwa 4 m mächtig, Muschelsandsteinbänke, die eine Fauna enthalten ganz verschieden von der des Burdigalien und Vindobonien; kleine Cardien erfüllen das Gestein. Dieselben Cardien sind, aber mehr vereinzelt, von Kaufmann bei Horw gefunden worden. Das Alter ist bisher als aquitanisch gedeutet worden; auf jeden Fall treten in diesen Kernzonen der südlichen Antiklinalen die ältesten Schichten der subalpinen Molasse zutage. Die hierher gehörigen Wirbeltierfunde von Schangnau im Emmental sind neuerdings von Stehlin als Stampien gedeutet worden.

Für die gesamte subalpine Molasse dürfte also etwa folgende Schichtenfolge gelten.

6. Obere Molasse, limnisch, mit bunter Nagelfluh (Sarmatien und Vindobonien),
5. St. Gallerschichten, mit bunter Nagelfluh (Vindobonien),

4. Plattenmolasse mit Muschelsandstein und Luzernerschichten, Kalk-Nagelfluh (Burdigalien),

3. Granitische Molasse und bunte Nagelfluh (Aquitanien),

2. „Subalpine Molasse", Kalknagelfluh, rote Molasse und Kalksandstein (Aquitanien),

1. Rote Molasse, Biltnerschichten, Horwerschichten, Hilfernschichten (Stampien).

Auf einen allgemeinen Gesichtspunkt sei zum Schluß noch aufmerksam gemacht: Direkt am Alpenrand liegt bei Bilten Muschelsandstein des Stampien an der Basis der aquitanen Kalknagelfluh; in der nördlichsten Antiklinale, weiter weg von den Alpen, tritt die Nagelfluhbildung viel später ein, erst im Vindobonien, die Nagelfluh ist inzwischen bunt geworden. Aber auch hier liegt an deren Basis eine fossilreiche marine Bildung, hier aber vom Alter der Wienerstufe. So bezeichnen überall Muschelbänke den Übergang vom Absatz von Mergeln und Sandsteinen zur Bildung mächtiger Konglomeratlagen, und diese Muschelbänke lehren, daß in der südlichsten Zone die alpine Geröllflut schon im Aquitan eintrat, während sie erst zur Burdigalienzeit an die heutige nördlichste Antiklinale hinanreichte, im Vindobonien dieselbe überschritt und sich allmählich bis in den Jura erstreckte. Die obere Süßwassermolasse im Mittelland (z. B. Umgebung von Zürich) ist in ihren obersten Schichten am reichsten an polygener Nagelfluh. Im Verlaufe der Molassezeit reicht also die Geröllflut stets weiter von den Alpen hinaus.

b) Molasse der Westschweiz, besonders der Umgebung von Lausanne.

Marine Molasse von Lausanne; graue Molasse, aquitanische Kohlenmolasse; rote Molasse Unteraquitan.

Literatur:

O. Heer, Flora tertiaria Helvetiae Bd. III, 1859.

G. Maillard, Notice sur la molasse dans le ravin de la Paudèze au Moulin de Belmont. Bull. Soc. vand. sc. nat. 2. sér. vol. 17, 1880.

E. Renevier et H. Schardt, Notice explicative de la feuille XVI au 1. 100000, 1899.

Bei Lausanne ist die Molasse wesentlich anders ausgebildet als in der Ostschweiz. Eine „obere Süßwassermolasse" fehlt hier ganz. Die jüngsten Schichten sind marine Bildungen, die vielleicht zum Teil der ostschweizerischen oberen Süßwassermolasse zeitlich entsprechen. Die darunterfolgenden Schichtstufen sind ebenfalls anders ausgebildet als in der Ostschweiz. Das Profil ist von oben nach unten folgendes:

4. Marine Molasse mit Muschelsandstein, Vindobonien und oberes Burdigalien

ist in einer Mächtigkeit von bis 300 m in Epalinges und den Umgebungen von Mont bei Lausanne entwickelt. Dünne festere Muschelsandsteinlagen mit Lamnazähnen und Schalen von Venus und besonders von Tapes helvetica und mit gerollten Knochen sind eingelagert in eine weiche Blättermolasse, die ebenfalls Lamnazähne, Ostrea usw. enthält. Viel größere Verbreitung erhalten die Muschelsandsteine auf dem Freiburger Plateau, wo sie überall wie bei Lausanne die oberste Decke der dortigen Molasse darstellen und sich bis gegen den Jura erstrecken. Dieser „grès de la molière" ist der Muschelsandstein der NE-Schweiz, oberes Burdigalien.

3. Graue Molasse, unteres Burdigalien und Aquitanien (Langhien).

Die weichen, grauen, grobbankigen Molassesandsteine, die die marine Molasse in einer Mächtigkeit von bis 500 m unterlagern, sind unter dem Namen „graue Molasse" oder „Lausanner

Molasse" schon lange bekannt. Namentlich in den untern Lagern wechseln Mergel mit den Sandsteinbänken, und besonders die Mergel sind reich an guterhaltenen Pflanzenabdrücken. Am meisten Ausbeute lieferten die Mergel des Tunnels, der im Nordosten der Stadt durch einen kleinen Hügel gebaut wurde. Im übrigen ist die ganze Stufe arm an Fossilien. Einige Säugetierreste sind darin gefunden worden (vergl. später Tabelle von Stehlin.) Stehlin ist der Ansicht, daß diese Fauna eine oligocäne sei und stellt die Grenze zwischen Oligocän und Miocän über die graue und an die Basis der marinen Molasse. Doch sind die genannten Funde etwas dürftig und nicht sehr entscheidend, daher wohl noch nicht genügend, um die ältere Ansicht, daß die graue Lausanner Molasse der plattenförmigen Molasse der Ostschweiz wenigstens noch zum Teil entspreche, endgültig umzustoßen. Immerhin besteht auch der Unterschied, daß die plattenförmige Molasse in der Hauptsache marin ist, die graue ganz limnisch. Wahrscheinlich gehört die graue Molasse in die Übergangszone von Aquitan und Burdigalien. In der Tat zeigt R. Martin (Eclogae 1906) sehr einleuchtend, daß die „molasse Lausannienne" zugleich dem oberen Aquitanien, einer kurzen Festlandsperiode im Rhonebecken und dem unteren Burdigalien entspreche.

Nirgends anderswo sind Schildkröten in dieser Zahl und Mannigfaltigkeit gefunden worden wie in der Lausanner grauen Molasse. Von Mollusken sind zu nennen Unio flabellatus Goldf., Limnaeen und einige Helices.

2. Aquitane Kohlenmolasse (untere Süßwassermolasse, Oberaquitan).

Es ist zu unterscheiden: sandige Fazies, Fazies der Kalkbänke und konglomeratische Fazies. Unter der grauen Molasse liegt eine bis 500 m mächtige, wechselreiche Folge von grauen, braunen, rötlichen, violetten Mergeln mit eingelagerten Bänken von Sandstein und von weißem oder braunem bituminösen Süßwasserkalk, im Tal der Paudèze auch mit einigen dünnen Kohlenflözen. Diese Kohlen enthalten eine typische Säugetierfauna; besonders die zahlreichen Anthracotherien (A. valdense) sind für Aquitan bezeichnend. Die Süßwasserkalke, welche die Kohlen begleiten, führen die gleichfalls aquitane Helix Ramondi Brogn., daneben Helix massiliensis Math., Planorbis cornu Brogn., Limnaeen und Neritinen, aber auch eine Schicht voll Cerithien. In derselben Stufe liegt Rivaz-Monod, die nach Oehningen reichste, aber viel ältere Pflanzenfundstelle unseres Molassebeckens. Gegen den Jura hin sind die Sande dieses Niveau oft mit Naphtha imprägniert (Orbe, Chavornay) oder sie enthalten Gipsadern (Cossonay, Oulens).

Nach Süden gehen die Mergel in Konglomerate über (Mont Pélerin). Nach Mitteilungen von Schardt beginnen dort die Konglomerate schon im Aquitanien und reichen bis ins Vindobonien, am mächtigsten sind sie im Burdigalien. In der ganzen Masse sind kristalline Geschiebe (Gneis) selten. Das Gestein ist aber auch keine „Kalknagelfluh", eher könnte man sie „Sedimentnagelfluh" nennen. Die Mehrzahl der Gerölle besteht aus Mergeln, Sandsteinen, Quarziten, Kieselschiefern, Hornsteinen oder älteren Konglomeraten.

1. Rote Molasse, Unteraquitan.

Die Basis der Molassebildungen wird hier wie in der Ostschweiz durch die sogen. rote Molasse gebildet. Diese scheint sich unter die Nagelfluh des Mont Pélerin fortzusetzen und selbst gegen SE konglomeratisch zu werden. Es ist eine vielleicht z. T. brackische Wechsellagerung roter und brauner Sande mit roten oder graugrünen Mergeln. Die Mächtigkeit ist bedeutend, vielleicht gegen 1000 m. Fossilien sind hier gleich spärlich wie in der roten Molasse der Ostschweiz. Durch Überschiebung lagert diese rote Molasse über Lutry dem Langhien und Oberaquitan auf.

Die Rotfärbung erweist sich an manchen Stellen weiter nördlich gegen Yverdon hin als herrührend von dem abgeschwemmten und eingespülten unterliegenden Bohnerzton. Helix rugulosa und Helix comatula werden hie und da gefunden. Immer liegt diese rote Molasse unter der Molasse mit vielen Kalkbänken und über Jura mit Bohnerz (La Sarraz usw.). Lokal (Montcheraud-Ferreires) sind torrentielle Einlagerungen jurassischer Gerölle (Rhodanien und Urgonien des Jura) vorhanden.

c) Profil des Tertiär von Ste. Croix im Jura

nach Douxami (Eclogae V. IV No. 5 p. 419).

IV. Vindobonien (Helvétien) = II. Mediterranstufe.

7. Graue Sande mit Lamnazähnen, Dinotherium, Halitherium, Balanus, darin Mergelbank mit Ostraea crassissima Lam.

6. Bryozoensande.

III. Marines Burdigalien = I. Mediterranstufe.

5. Grobes Konglomerat mit groben Sanden mit Pecten praescabriusculus Fontannes (= P. scabrellus Camp.), Cidaris avenionensis Des. usw.

II. Limnisches Burdigalien (Langhien) = I. Mediterranstufe.

4. Süßwasserkalk und Mergel
3. Bank mit Melania Escheri } viele Fossilien in Konkretionen.
2. Kalk mit Planorbis, Unio usw.

I. Aquitanien.

1. Rote und bunte Mergel mit Helix (Makularia) Eckingensis, Sandbänken und aufgearbeiteten Neocomfossilien.

d) Übersicht der Molasseschichtfolge im Bernerjura nach Rollier.

Im Norden der Pierre pertuis ist das Tertiär im Juragebirge besser zu beobachten als im Süden, wo es zu sehr von Diluvium bedeckt wird. In allen Juramulden ist es entsprechend ausgebildet. Man muß daraus schließen, daß es über den ganzen Jura zusammenhängend sich erstreckt hat. Die Decke wurde dann im jüngeren Pliocän abgetragen, und in den Mulden des Jura blieben die Relikte um so spärlicher, je jünger die Schichten sind. Rollier schätzte, daß $^4/_5$ des Miocän im Jura verschwunden sind, ich glaube über $^9/_{10}$ sind verschwunden. Im Jura gibt es auch vormiocäne Erosionen, die das Miocän transgressiv auf um so ältere jurassische Stufen aufsitzen lassen, je mehr man sich Delsberg und Basel nähert. Innerhalb des Miocän findet man eine Transgression, die gegen NW vorschreitet. Alle miocänen Ablagerungen inklusive die jüngsten sind untereinander und mit den Juraschichten vollauf harmonisch gefaltet; die ganze Faltung des Juragebirges ist nach Oehningien eingetreten, auch Oehningien steht den Juraschichten parallel stellenweise senkrecht.

Die Tertiärfolge im Bernerjura trägt die Merkmale einer Strandbildung und zeigt erst ein Vordringen, dann wieder einen Rückzug des Meeres. Die Tertiärablagerungen sind von oben nach unten:

7. Oehningerkalke und Mergel zeigen in allen den kleinen getrennten Vorkommnissen den gleichen Charakter (Tramelan, La Chaux de Fonds, Le Lode, Rainson bei Courtelary, Sorvilier, Vermes), hie und da verdrängt durch Konglomerate von Jurakalkgeröllen (Gompholithe).

6. Dinotheriumsande bilden eine ziemlich schmale, in der Verlängerung des Rheintales N—S laufende Zone quer durch den Jura. Gegen Westen und Osten gehen sie in brackische rote Mergel über. Die Dinotheriumsande enthalten jurassische und alpine Gerölle, auch Gerölle von Delsbergkalk (Court, Sorvilier) und oben oft eine Konglomeratbank, die höchste im Jura. Die Kalkgerölle derselben sind von Pholas callosa Lam. angebohrt. Marine Süßwasser und Landfossilien (Dinotherium) sind vorhanden. Dinotheriumsande liegen erhalten bei Courtelary, Court, Sorvilier, Montchaibeut, Delsbergerbecken.

5. Polygene Miocännagelfluh folgt etwa der gleichen Zone wie der Dinotheriumsand und fehlt den Freibergen. Die Gerölle sind trotz der großen Entfernung von Alpen und Jura bis kopfgroß. Gerölle von Jurakalk, Delsbergerkalk und Muschelsandstein, letztere in bloß halbgerundeten Blöcken, sind dem alpinen Material beigemischt. Vorkommnisse in Sorvilier, Court, Undervelier.

4. Muschelsandstein (eigentliches Helvétien) mit Zähnen von Lamna und Carcharias fehlt nördlich des Moron und des Noirmont, ist entwickelt und erhalten geblieben in Cortébert, Saicourt, Bévilard, Court, Undervelier. Bildet nach oben Übergänge in die Nagelfluh.

3. Lausannermolasse, oft als Blättermolasse ausgebildet, verbindet das helvetische Becken quer durch den Bernerjura mit dem Mainzerbecken. Saicourt, Moutier, St. Imier.

2. Delémontien, Delsbergerkalke sind eine Lagunenbildung ähnlich dem Oehningien und bezeichnen den Anfang des Vordringens des Molassemeeres nach Norden, wie das Oehningien dessen Rückzug nach Süden darstellt. Cormoret, Saules, Moutier, Undervelier, Vermes, Recollaine.

1. Molasse alsacienne, gompholite d'Ajoie Sornetan, Pré-Petitjean S. von Montfaucon.

Die von Norden gekommenen Sedimente des marinen Stampien sind im Delsbergertal noch problematisch. Eocäner Bohnerzton.

Die Parallelisierung mit den allgemeinen Stufen ergibt sich hier leicht: 1 = Stampien, 2 = Aquitanien, 3 = oberes Aquitan und unteres Burdigalien, 4 = Burdigalien, 5 = Vindobonien, 6 = Vindobonien bis Sarmatien, 7 = Sarmatien. Hervorzuheben ist, daß innerhalb des Jura die Fazieswechsel im Tertiären in Streifen verlaufen, welche quer über die Juraketten und Mulden sich erstrecken. Es beweist das abermals, daß zur Molassezeit noch keinerlei Jurafaltung vorhanden war.

e) Molasse im Seeland

Region: Bielersee — Neuenburgersee — Murtnersee) nach Dr. E. Baumberger (Verh. natf. Ges. Basel Bd. 15), Dr. Ed. Gerber (Eclogae XII Nr. 4 1913) und Dr. E. Kißling.

Von Brüttelen und Jensberg wird folgende Schichtreihe notiert:

4. Obere Süßwassermolasse (Sarmatien, Tortonien) am Krähenberg und Jensberg über 65 m mächtig, enthält Schichten bunter Nagelfluh, im Sandstein und Mergel Zimmtblätter, Schnecken (Melania).

3. Vindobonien blaue Mergel 35 m am Jensberg, auch am Belpberg und in den Juratälern, Haifischzahn.

2. Burdigalien 120 m, bestehend von oben nach unten aus:

2c. Oberer Muschelsandstein, konglomeratisch, 5—15 m Diagonalschichtung (= Nagelfluh von Madiswyl, Muschelnagelfluh im Hallwilerseegebiete, „obere Nagelfluh") mit Haifischzähnen, Säugetierresten, Schalenfragmenten.

2b. Weiche marine Molasse bei Brüttelen 40 m, am Jensberg gegen 105 m bläulicher weicher Sandstein, kaum erkennbare, undeutliche Steinkerne von Tapes und Venus.

2a. Unterer Muschelsandstein, „polygene Muschelnagelfluh" Studers, bei Brüttelen 8—10 m, am Jensberg 1 m, enthält im Sandstein mehr oder weniger reichlich als Gerölle von 1 bis 10 cm Durchmesser die typischen Fremdlinge der Thuner und Emmentaler Nagelfluh (rote Pegmatite, Granite, Porphyre, grüne und weiße Aplite und Granite, Quarzite wie die triasischen des Wallis, rote, grüne und dunkle Hornsteine, helle und dunkle Klippenkalke und Sandsteine). Ausgezeichnete Diagonalschichtung in verschiedenen Richtungen innerhalb der parallelen flachen unteren und oberen Begrenzung — Delta- und Küstenschichtung. In dem Gestein zerschlagene Schalen von Tapes und Cardium, Haifischzähne, mehr oder weniger gerollte Knochen von Landtieren, die Th. Studer bestimmt hat. (Th. Studer, Die Säugetierreste aus den marinen Molasseablagerungen von Brüttelen, Abh. Schweiz. paläont. Ges. Bd. XXII. 1905.) Er fand Dinotherien und Anthracotherien.

1. Aquitanien, untere Süßwassermolasse, Delémontien. Im Seeland scheint die Lausannermolasse nicht abgegrenzt zu sein. Am Jensberg ist das Aquitanien wenigstens 110 m mächtig entblößt, muß aber gegen 1000 m betragen. Der Komplex besteht aus Wechsellagerung von bunten Mergeln mit grauen Sandsteinen, die glimmerreich sind und feste Knauer (Linsen, Schmitzen) enthalten, die an angewitterter Fläche vortreten: „untere Knauermolasse". In dieser befindet sich der Aaredurchstich bei Hageneck. Die Mergel bilden Quellhorizonte; und Mergel und Tone werden zur Tonwarenfabrikation verwendet. Rollier bestimmte aus diesen Schichten Planorbis solidus. Unbestimmbare Blattreste sind häufig.

f) Molasse in der Umgebung von Bern

nach Dr. Ed. Gerber.

In den Aareeinschnitten nördlich von Bern sind die tiefsten Schichten der hiesigen Molasse entblößt. Da die Schichten stets 5—10° nach Süden gegen die Alpen einfallen, so folgen die jüngeren Schichten alpenwärts soweit sie nicht schon in der näheren Umgebung in einzelnen gebliebenen Resten Berge bilden.

Von oben nach unten sind folgende Stufen zu unterscheiden:

4. Sarmatische Stufe (fehlt).

3. Vindobon.

3b. Oberes Vindobon = Tortonien = obere Süßwassermolasse. In der nächsten Umgebung von Bern nicht vorhanden. An der Giebelegg 300 m gelbliche Mergel und grobklotzige Nagelfluh mit viel Flyschgeröllen und rötlichem Zement. Molassekohlen von Blapbach.

3a. Unteres Vindobon = Helvétien = Bernerschichten 200 (?) m. Blaue Mergel und dünnplattige Sandsteine, westlich der Aare mit wenig, östlich mit mehr bunter Nagelfluh. Bekannteste Petrefaktenfundstellen: Marbachgraben am Belpberg; Schneckenlager im Sädel bei Gerzensee; Imihubel und Äppenacker am Längenberg; Graben bei Rüschegg; Kilchhalde bei Guggisberg; Austernbank bei Häutligen; Weinhalde bei Tägertschi; Schwendlenbad im obersten Teil, neue Straße Utzigen-Radelfingen im untersten Teil der Stufe. Ostrea crassisima, viele Pekten- und Cardienarten, Tapes vetula sehr häufig, Venus islandicoides, Tellina lacunosa, Solen vagina, Panopaea Menardi, Turritella triplicata und T. turris (sehr häufig).

2. Burdigalien = Lausannermolasse. 250 m homogene, dickbankige Sandsteine, im oberen Teil viel polygene Nagelfluh. Östlich Bern noch schwache Anklänge an die Muschelsandsteinfazies. Steinbrüche von Ostermundigen, Stockern, Harnischhut, Krauchtal, Oberburg, Gurtenspiegel. Cardium commune, Tapes suevica, Pholas rugosa, Haifischzähne, Balanidenlager in der Stockern, Zimmtblätter.

1. Aquitanien = untere Süßwassermolasse. Bunte Mergel abwechselnd mit Sandsteinbänken, welch letztere nach oben zunehmen. Mächtigkeit unbekannt, am Alpenrand wohl 2000 m. Ziegelfabrik Eymatt. Helix sylvana, Planorbis cornu. Aceratheriumreste an der Engehalde im Aareeinschnitt bei Bern und im Kelligraben südlich Grüsisberg bei Thun.

g) Molasse der Umgebung von Zofingen

nach P. Niggli.

(vgl. auch J. Bachmann, Muschelsandstein von Reiden, Natf. Ges. Bern 1868.)

4. Sarmatische Stufe (Oehningerstufe), Mergel und Sandsteine, Bänke von Süßwasserkalk, zu unterst $^1/_2$ m weißliche Mergel.

3. Wienerstufe, Vindobonien, 55 m Knauermolasse, glimmerreiche Sandsteine mit harten, selten marine Versteinerungen enthaltenden Knauern (ein Seeigel), an der Basis braune und gelbe lose Sande; 30 m Nagelfluh wechsellagernd mit glimmerreichen olivfarbigen Sandsteinen, oft Diagonalschichtung. Die Nagelfluh enthält viele exotische Gerölle (Gabbro, rote Granite, Porphyr, Quarze, Hornsteine, Kalke) im Mittel faustgroß. Schwemmholz. In der Nagelfluh Ostraea. Transgression des Vindobonien auf dem Burdigalien mit neuer Geröllflut; 0,5 m gelbe Mergel.

2. Bordeaustufe, Burdigalien, 10 m schwarzer Mergelsandstein, dunkler Sandstein; 2—3 m graue Molasse mit harten Bänken; 10 m spätige, dünne, muschelreiche Bänke mit Tapes, Cardium, Fischzähnen, Säugetierresten = Muschelsandstein; 60—80 m Sandsteine mit einzelnen versteinerungsführenden Bänken = unterer Muschelsandstein, an der Basis oft schwärzliche Mergelsande, Einlagerungen von Echinodermenbreccien; ca. 60—90 m Sandstein mit Schwemmholz und seltenen Einlagerungen von Bänken mit marinen Versteinerungen. Unten abschließend mit einer Bank voll Gerölle oder voll Cardium und Tapes, scharfe marine Transgression.

1. Aquitanische Stufe, untere Süßwassermolasse, 0,5 m weiße und blaue tonige Mergelsandsteine und Mergel, rote Mergelsandsteine und Mergel; untere Knauermolasse mit bunten Mergeln.

h) Molasse der Umgebung von Aarwangen

nach Dr. R. Martin (Eclogae 1906).

In den Umgebungen von Zofingen ist der untere Teil der aquitanischen Molasse nicht entblößt. Wir können aber das Profil von dort nach unten verlängern, indem wir unseren Blick gegen Aarwangen wenden.

Martin bestätigt dort, daß die marine Molasse (Burdigalien) nach unten mit einer Konglomeratbank endige, während Konglomerate, Gerölle in den Molassezonen der Jurarandregion in der oligocänen (aquitanischen) Molasse noch nirgends auftreten. Wir setzen also das Molasseprofil von Zofingen hier fort nach unten.

Untere Süßwassermolasse 300—900 m mächtig, bestehend aus:

3. Oberes Aquitanien. Sandige Knauermolasse mit Tonschmitzen 600—700 m. Martin zeigt, daß dies die Fortsetzung der Lausannermolasse ist, daß dieses Gebilde gegen SW abnimmt, im Rhonebecken fehlt und zeitlich dem oberen Aquitanien und noch dem unteren Burdigalien entspricht.

2. Unteres und mittleres Aquitanien = Delémontien.

b) Gelbe Tone und Mergel 2—4 m;

a) Süßwasserkalk von Oberwynau und Boningen mit Helix rugulosa 20—25 m.

1. Oberes und mittleres Stampien (Mol. Alsacienne) 150 m.

b) Graue und rötliche Sandsteine, hieraus zum größten Teile die Flora und Fauna von Aarwangen;

a) Sandig-tonig-glimmerige Molasse mit Knauern und kohligen Pflanzenresten, Fauna und Flora der Rickenbacher Mühle.

Unterlage: hie und da Gompholit, darunter Bohnerzton und Jura. Die Mächtigkeit der Molasse Alsacienne und Delémontien zusammen nimmt von NW im Jura (Pichoux 80—100 m) nach SE (Moutier 120 m, Aarwangen 150—200 m) zu. Das Süßwasserregime dauerte bei Aarwangen länger als bei Lausanne. Die Transgression des Miocänmeeres drang vom Rhonebecken nach NE vor.

i) Molasse im unteren Aare-, Reuß- und Limmattal

nach Mühlberg (1905).

Die Molasse, welche mit der großen mittelschweizerischen Molasseregion zusammenhängt, ist hier vielfach etwas anders ausgebildet, als die Molasse, welche sich um und in den Jura, und besonders als diejenige, welche sich nördlich des Kettenjura anlagert. Mühlberg nennt die erstere Molasse von helvetischer, die letztere von jurassischer Fazies.

3. Obere Süßwassermolasse: b) helvetische Fazies. Sandsteine reich an weißem Glimmer mit harten Knauern, obere Knauermolasse, Mergel mit Limnaeus pachygaster. Sandsteine ganz weich (zu Gießsand verwendet) mit Mergeleinlagerungen und bituminösen Süßwasserkalken, NW Hägglingen 25 cm dickes Kohlenflöz.

Die obere Süßwassermolasse hat am Gebensdorferhorn ca. 100 m, bei Hägglingen 70 m Mächtigkeit, bei Unterwil östlich Turgi liegt sie diskordant übergreifend auf einer Erosionsfläche der Meeresmolasse.

3. Obere Süßwassermolasse: a) jurassische Fazies im Tafeljura westlich der Aare.

Helicitenmergel und Juranagelfluh. Es sind dies zwei miteinander vielfach abwechselnde Fazies. Der Helicitenmergel ist roter und grauer Mergel mit Steinkernen — selten mit Schalen — von Helix Renevieri. Die Juranagelfluh erfüllt manchmal Rinnen (alte Täler) im Helicitenmergel. Sie ist begleitet von Sand aus dem Material ihrer Gerölle. Mühlberg gibt den Geröllgehalt der Juranagelfluh wie folgt an: 1—15 % tertiärer Süßwasserkalk, 25—40 % Sequan und Wangenerschichten, 4 % unterer Malm, 2 % Macrocephalusschichten, 13 % obere Acuminata- und Maxillataschichten, 55 % grober Oolith. Es fehlen als Gerölle mittlerer und unterer Hauptrogenstein, unterer Dogger, Keuper- und Muschelkalk sowie Buntsandstein und Schwarzwaldgesteine. Gerölle

meist nuß- bis faustgroß, Malm oft über kopfgroß. Ausbildung und dachziegelige Anordnung weisen auf basellandschaftlichen Tafeljura oder Breisgau als Herkunftsgebiet. (Näheres über die Juranagelfluh von E. Schaad in „Beiträge Ser. II, XII".) Gesamtmächtigkeit von Juranagelfluh und Heliciten-mergel westlich Brugg 30—80 m.

2. Meeresmolasse. Profil am Nordabhang der Molassehügel südlich des Kettenjura und ähnlich im Plateaujura von oben nach unten.

d) Bunte Nagelfluh, bis 6 m oder harter Sandstein mit eingestreutem Kies und abgeriebenen Austerschalen (Austermolasse). Gerölle der Nagelfluh großenteils weiße Quarzite, bunte Hornsteine und Silikatgesteine, mit Glättung, Eindrücken usw.

c) Sandsteinbänke mit Cardium commune, dessen Steinkerne das Gestein oft ganz erfüllen. Dieses ist weich, fein- bis grobkörnig, dunkelgrün bis schwarz punktiert (glaukonitisch). Dazwischen kommt lokal eine kieselharte Bank vor (Eggwil).

b) Dünnplattige Bänke reich an Cardien, Pekten, Conus und Haifisch-zähnen (Lamna und Carcharodon), bis 6 m mächtig.

a) Ziemlich grobkörnige Sandsteine mit vielen Glaukonitkörnern, oft in diskordant paralleler Lagerung analog Strandbildungen. Lokal sind es feste Muschel-breccien (Muschelsandstein). Sandsteine sehr wetterbeständig, daher oft Felsbänder an den Bergen bildend. Mächtigkeit bis 20 Meter.

Aus dem Vergleich mit anderen Profilen geht hervor, daß jedenfalls d), die bunte Nagelfluh, zum Vindobonien, dagegen a) und b) zum Burdigalien zu stellen sind.

Die Meeresmolasse liegt nördlich und östlich von Brugg meistens auf Bohnerz mit ihren Austern, Geröllen und Bohrmuschelgängen, die Austern sind manchmal gerollt. Wo das Bohnerz fehlt, ist die Malmoberfläche direkt von miocänen Austern und Bohrmuschellöchern besetzt. Oder es beginnt über dem Bohnerzton die marine Molasse mit hartem Sandstein und gelben und roten Tonen mit marinen Schalen (Turbo, Cardium usw.) und Haifischzähnen. Im nordwestlichen Teil des Gebietes dagegen stellen sich wie an der Nordseite der Lägern noch rote und graugelbe Mergel der unteren Süßwasser-molasse ein.

1. Die untere Süßwassermolasse ist nördlich der Lägern durch oben weiche Sandstein-bänke mit großen Knauern, unten bunte sandige Mergel vertreten, die zusammen etwa 100 m erreichen.

Wir stehen also hier in einer Region, wo die aquitanische Molasse und das Stampien stark reduziert sind oder fehlen, und wo das Burdigalien über Jura und Bohnerz transgrediert. Diese Transgression ist weiter gegen Norden noch deutlicher ausgebildet. Gewiß kann man kaum an eine Erosion des Oligocän vor Ablagerung des Miocän denken. Es fehlen entsprechende Erscheinungen. Viel mehr ist die nördliche Begrenzung des Oligocän wohl gegeben durch den während der Ablagerung schon vorhandenen jurassischen Südrand des Schwarzwald (Plateaujura) und der schwäbischen Alb, der dann erst nach der Senkung, die das Meer wieder in diese Regionen brachte, von diesem nochmals wieder überschritten worden ist.

Die Muschelsandsteine (Burdigalien) der Regionen zwischen Aarau und Zürich werden an vielen Orten als treffliche Bausteine ausgebeutet (Mellingen, Othmarsingen, Würenlos usw.). Sie enthalten sehr oft Knochen von Halionassa (Seekuh) und Haifischzähne, ferner Cidaris avenionensis, Echino-lampas scutiformis, Scutella helvetica, Ostraea crassissima, Ostr. virginiana, Pecten restitutensis, P. subbenedictus, P. praescabriusculus, Cardium commune, Tapes helvetica, Turritella turris.

k) Notizen über die Molasse im Tafeljura.

Wie eben angedeutet, fehlt schon in der Umgebung von Brugg vielfach das Oligocän — unsere untere Süßwassermolasse. Die untere Meeresmolasse transgrediert gegen Norden auf Bohnerzton und Jura. Diese Erscheinung wird gegen Norden noch auffälliger, indem auch Burdigalien zurückbleibt und nun das Vindobonmeer seine Absätze direkt auf den Schwarzwald nördlich Basel und auf den Plateaujura bis in die Alb hinaus abgelagert hat. Aus dem Basler Tafeljura hat Buxtorf marine Muschelagglomerate beschrieben von Tennikon, Rünenberg, Ziefen, ob Eissach, auf Mettenberg bei Läufelfingen, bei Neken, Herznach, Wölfliswil usw. Er ist zur Überzeugung gekommen, daß diese Bildungen einst mehr oder weniger den größten Teil des baslerischen Plateaujura bedeckt haben.

Es sind die ganz entsprechenden Ablagerungen, welche den Malm des nördlichen und östlichen Schaffhauser Randen bedecken und dort den Namen Randengrobkalk erhalten haben. Tenniker-muschelagglomerat und Randengrobkalk sind dieselbe Ufermuschelkalkbildung. Für den ersteren hat Buxtorf vindobonisches Alter festgestellt, noch früher schon hatte Rollier gezeigt, daß der Randengrobkalk nicht unterste, sondern obere marine Molasse ist. Die Gesteine sind für Meeruferzonen bezeichnend: gerollte Muscheln und Schneckenschalen, gemischt mit Kalk und Quarzitgeröllen, die Schalen meistens zertrümmert, die Kalkgerölle angebohrt von Pholaden oder mit Balaniden besetzt. Neben den kleinen gut gerundeten Geröllen fremder Herkunft finden sich große nur wenig gerollte Bruchstücke der in der Nähe anstehenden Gesteine, die die Steilufer des Vindobonmeeres gebildet haben mußten. Auch diese Blöcke sind fast alle von Würmern und Pholaden angebohrt. Der Zement ist bald ein verfestigtes Zerreibungsmehl der Schalen, bald ein feiner kristallinischer Kalkabsatz. Der Randengrobkalk unterscheidet sich meistens petrographisch von den grauen Muschelsandsteinen des Burdigalien durch das Fehlen von Quarzsand und Glaukonit, das Vorherrschen des kristallinen Kalkes und die weiße bis hellgelbe Farbe. Die Bildung ist sehr ungleich mächtig.

Im Randengrobkalk, wie er an der Nordkante des Randen dem Jura aufsitzt oder einige Schritte weiter nördlich um etwa 100 m abgesunken ist, findet man: Ostraea caudata und tegulata, Pecten palmatum, P. Fuchsi, Arca turonica, Corbula gibba, Nerita plutonis, Cerithium Duboisi, C. lignitarum, C. papaveraceum, Pleurotoma Jouanneti, Conus canaliculatus usw.

Im nördlichsten Zipfel des Kantons Schaffhausen (Altdorf-Wiechs) wird der Randengrobkalk in Steinbrüchen intensiv ausgebeutet. Er liefert einen porösen, leicht zu bearbeitenden und recht zähen Baustein. Der Zement ist ein zuckerig kristalliner Calcit durch Umlagerung aus den gelösten Schalen und Schalentrümmern entstanden, die Schnecken sind fast nur als Steinkerne zu finden, hie und da liegen schön erhaltene große ganze Pektenschalen und Haifischzähne in dem prachtvollen, hier ganz organogenen Gestein. In den Steinbrüchen bei Wiechs-Altdorf kann man folgendes Profil konstatieren:

Moränen, diskordant aufgelagert.

Sarmatien: unregelmäßige Bänke Juranagelfluh, die Gerölle voller „Eindrücke", dazwischen Mergel und Molassesandsteine entblößt auf 5—10 m Mächtigkeit, nach unten scharfe, etwas unebene Grenze.

Vindobonien: Randengrobkalk in Bänken von 1 bis 2 m, Ausbildung gleichförmig, Färbung weißlichgelb mit roten Flecken und Nestern, die deutlich von Beimischung von im Strande aufgearbeiteten unterliegenden Bohnerztonen herrühren. Gesamtmächtigkeit 5—10 m.

Burdigalien, Oligocän und Stampien fehlen.

Eocän: Bohnerzton in einzelnen Nestern (sehr mächtig beim Dorfe Lohn).

Oberer Malm, weißer Jurakalk in der Bachrinne dicht neben den Steinbrüchen anstehend.

In diesen Gebieten vom Randen nach dem Bodensee hinaus, wo die untere Molasse fehlt, ist dagegen wohl die oberste Molasse noch am vollkommensten erhalten, wenn auch nicht in so großer Mächtigkeit wie z. B. am Albis.

l) Molasse von Oehningen.

Schalch in „Beiträge, XIX. Lieferung" betreffend die Brüche von Oehningen, nach unten und oben ergänzt durch Dr. Seeber 1913.

Die berühmten Steinbrüche von „Oehningen" gehören eigentlich den Gemarkungen von Wangen und Schienen an. Der Name des benachbarten Oehningen hat sich an die Funde dadurch geknüpft, daß die Klosterherren von Oehningen zuerst darauf aufmerksam wurden und die Versteinerungen namhaft machten. Ein tieferer Steinbruch liegt bei ca. 560 m Meerhöhe, das ist nördlich vom untersten Teile des Bodensee ca. 160 m über dem See, der höhere bedeutendere in 588 m = 190 m über dem See. Die Schichtlage ist horizontal.

Die mergeligen, kalkigen Schichten, welche die enorme Masse fein erhaltener Fossilien geliefert haben, bilden zwei nach Ausdehnung und Schichthöhe getrennte

und in der Ausdehnung sehr beschränkte Einlagerungen im grauen gewöhnlichen Sandstein der oberen Süßwassermolasse. Am Seerücken südlich des schmalen Seearmes ist keine Fortsetzung zu finden, ebensowenig am Nordabhang des Berges, an dessen südlicher Abdachung die Steinbrüche liegen. Gegen Osten und Westen verlieren sich die Spuren der Kalksteine und Kalkmergel auf 1000 m Entfernung. Die merkwürdige glückliche Ablagerung kann keine 10 km² Ausdehnung gehabt haben.

Von oben nach unten finden wir an dem Berge zwischen Untersee und Radolfzellersee folgende Schichten des Sarmatien:

25 m graue feinkörnige Sandsteine bilden die Unterlage der diluvialen löchrigen Nagelfluh im Niveau von 685 m (bei Ferdinandslust) und stellen die oberste uns bekannte und erhaltene Ablagerung der Molasse dar. Unten gehen sie in lockere Sande über.

40 m zerreibliche hellgraue Sandsteine mit einzelnen härteren Bänken, die an der Anwitterungsfläche vorragen. Im untersten Teil eine 10 cm mächtige Bank polygener Nagelfluh.

8 m sandige Mergel, blaugraue Mergel und tonige Sandsteine und Sande.

12 m lockere Sande und feinkörnige Sandsteine mit roten Quarzkörnchen, stellenweise dünnplattig und fest.

Unter diesen 80—100 m gewöhnlicher fossilarmer oberer Süßwassermolasse folgt im Niveau 588 m der obere Rand des oberen Hauptbruches von Oehningen. Verschüttung erlaubt jetzt keine vollständige Beobachtung mehr. Schalch gibt von den im ganzen ca. 10—15 m folgendes Profil von oben nach unten geordnet:

Sandige Mergel,
„Mollenstein", bituminöser Kalk mit Mastodon tapiroides,
Leuciskenschicht,
Libellenschicht,
„Kleiner Mocken", massiger Kalkstein ohne Pflanzen,
„Großer Mocken", 1,2 m harter Kalkstein mit Schleien,
Salamanderschicht, enthält die meisten Riesensalamander und Schildkröten,
Schwarze Schicht, enthält nur Pappeln und Weiden,
„Kattunschicht",
„Krottenschüsselstein", rauh sandiger Kalkmergel voll Anodonta Lavateri,
„Dillstecken", blockig zerrissene, von Austrocknungsspalten durchsetzte Kalkmergel ohne Pflanzen,
„Dicke weiße Platte", enthält Hecht und Salamander,
„Kesselstein", harter bituminöser heller Süßwasserkalk, Hauptfundschicht für Pflanzen und Insekten,
Blaue Mergel und Tone.

Schalch schließt aus Beschaffenheit und Inhalt oder Nichtinhalt der einzelnen Schichten auf wechselnde Tiefe, wechselnde Mündungsstelle eines Flusses und seiner Einspülungen.

Unter dem Niveau der Sohle des Hauptbruches folgen:

ca. 20 m grauer gewöhnlicher Molassesandstein, im unteren Teil stellenweise mit reichlichen Einlagerungen von Phonolithtuff, Aschenregen vom Hohentwiel.

Unterer Steinbruch bei ca. 560 m. Derselbe zeigt unter Phonolithtuffabraum eine Schichtreihe von ca. 4—6 m wie folgt:

Weißer, blauer und rötlicher oder grauer Kalkstein,
Sandige Kalkmergel,
Mergeliger Kalk, Insektenschicht, etwa 0,3 m mächtig, in wohl 250 zum Teil papierdünne Lamellen trennbar,
Toniger Mergel 0,12—0,36 m, gelb und blau,
Weicher Molassesandstein,
Phonolithtuffeinlagerungen.

Unter dem unteren Steinbruch bis auf das Niveau des Bodensees hinab stehen an:

ca. 65 m graue Sandsteine und Sande, horizontal geschichtet,

30 m
- graue feinkörnige weiche Sandsteine mit Diagonalschichtung und rostfarbigen kalkigen Konkretionen,
- eben geschichtete weiche Sandsteine,
- grobkörnige Sandsteine,
- 0,20 m konglomeratischer Tuffkalk,
- 0,015 m dünnblättriger Kalkstein,
- 0,70 m feinkörnige Sandsteine mit Einlagen grober Sande,
- 0,20 m konglomeratischer Tuffkalk,
- 0,60 m blaugraue Mergel,

30—55 m weiche hellgraue feinkörnige Sandsteine mit rostfarbigen Kalkkonkretionen, sehr reich an Glimmer.

Dieser gleiche helle glimmerreiche weiche Sandstein findet sich dem Südufer des Bodensees entlang bis etwa auf $^1/_3$ Höhe des Seerückens, während auch dort die polygenen Nagelfluhen besonders in den obersten Schichten auftreten. Wie tief die hellen Glimmersande noch unter das Bodenseeniveau hinabreichen, ist nirgends in der Nähe zu bestimmen. Es wäre zu erwarten, daß darunter bald Spuren von Vindobonien, Randengrobkalk oder Austernagelfluh folgen. Das Sarmatien bei Oehningen hat offenbar eine Gesamtmächtigkeit von ca. 300 m. Recht auffallend ist das Vorherrschen der Sandsteine über die Mergel — am Albis schätzte Wettstein umgekehrt 70% Mergel.

m) Molasse in der Umgebung von Basel.

Aug. Tobler gibt in seinen stratigraphischen Tabellen aus der Umgebung von Basel (1905) folgende Molasseprofile:

„Typus östlicher Tafeljura“ (damit ist der Tafeljura dicht östlich von Basel, also der westliche Tafeljura gemeint). Unter dem Deckenschotter: zuerst Miocän: Tortonien (Sarmatien):

ca. 30 m Helicitenmergel mit Helix mogutina Desh.

80—100 m Juranagelfluh aus Geröllen von Malm und Dogger von der Sedimentdecke des südlichen Schwarzwaldes. Von Tenniken an westwärts mit Vogesengesteinen.

Helvétien (Vindobonien):

Wenig rote Mergel,

Süßwasserkalk (einige Meter) mit Helix silvana, klein, H. inflexa, Tudora Larteti,

Muschelagglomerat (einige Meter) mit Lima squamosa Lam., Pecten scabrellus Lam., Ostrea gingensis Schloth. Arca scabrosa Nyst., Balanus.

Darunter Bohnerztaschen in Dogger und Malm mit vormiocänen Verwerfungen.

Hier fehlen also die gewöhnlichen Molassesandsteine vollständig, ebenso die ganze untere Molasse. Das Vindobonien transgrediert auf dem eocänen Bohnerzton.

Tritt man von hier über in den Rheintalgraben, in das Sundgaugebiet, so ändern sich die Verhältnisse mit einem Schlage. Da fehlt alles Miocän, wohl aber ist die oligocäne Molasse (Mainzerbecken) mächtig entwickelt. Tobler nennt von oben nach unten:

Oligocän.

Aquitanien: Dornachbruchsandstein ca. 10 m. Darunter „Tongrien“:

4. Cyrenenmergel.

Cyathulamergel ca. 10 m mit Ostrea cyathula Lam.

Therwyler Süßwasserkalk 2 m mit Dreissena, Cyrena Brogniarti Bast., Cyrena semistriata Desh., Hydrobia ventrosa Mont., Lymnaeus pachygaster Thom., Planorbis cornu Brogn.

Oberer Meeressand ca. 10 m mit Cyrena Brogniarti Bast., Corbula, Corbulomya, Cerithium plicatum Lam. Turbonilla, Scalaria, Cinnamomum.

3. Sandstein der Wettsteinbrüche und Fischschiefer mit Podocarpus, Sabal, Salix, Quercus, Cinnamomum polymorphum, Acacia usw. und Meletta, Amphisyle.

2. Septarienton mit Textilaria, Bolivina, Truncatulina, Pulvinulina, Rotalia, Globigerina und Tellina Nystii Desk., petrolführend. 2. und 3. zusammen sind ca. 90 m mächtig.

1. Plattige Steinmergel und Meeressandkonglomerat 25 m. In den ersteren reiche Flora mit Insekten, in den letzteren viele Tiere, darunter Ostrea callifera Lam. Pectunculus obovatus Lam., Natica crassatina Lam. Lamna, Crocodilus, Aceratherium, Anthracotherium, Halitherium.

Sannoisien: Gips von Zimmersheim 7 m.

Melanienkalk ca. 40 m. Darin Lymnaeus brachygaster Font., Megalostoma mumia Lam., Melania albigensis Noul und muricata Wood, Melanopsis, Auricula, Planorbis, Limnaeus, Testudo Laurae, Palaeotherium magnum.

Eocän.

Lutetien-Bartonien: Bohnerzformation ca. 45 m.

Unterlage Malm (Sequanien) mit Bohnerzschloten und -taschen.

n) Savoyen.

Alle die Molasseprofile, welche wir hier besprochen haben, gehören dem Jurazug, dem Mittellande oder dem Nordabfall der ersten großen Antiklinale an. Südlich der letzteren haben wir uns mit unseren Beispielen nicht gewagt, weil dort die Unsicherheiten noch viel zu groß, die Bestimmungen fraglich, der Fossilgehalt meistens

gleich Null ist. Namentlich fehlt uns jeder stratigraphische Aufschluß über das Verhältnis von Molasse und Flysch. Dem ganzen schweizerischen Alpenrande entlang ist dieser Kontakt ein nachträglicher mechanischer Kontakt, nirgends eine sichere stratigraphische Schichtfolge. Außerhalb der Schweiz wird es gegen Osten nicht besser, wohl aber gegen Westen. In Savoyen verbindet sich der jurassische Typus mit normaler Schichtfolge: Kreide, Bohnerz, Molasse mit dem alpinen, wo über Molasse Eocän und darüber Kreide sich einstellt. Zwischen Bonneville und dem Genfersee scheinen Molasse und Flysch harmonisch bewegt worden zu sein und in der alpinen „Synclinal des Déserts" bei Chambery liegt Molasse in alpiner Mulde auf Tongrien. Wenn irgendwo, so finden sich dort stratigraphische Profile, welche Aufschluß geben über Altersabgrenzung und Faziserscheinungen im Übergang vom Flysch zur Molasse. Wir erwarten von dort Aufklärungen, die unser Land nicht bieten kann (Douxami, Et. terr. tertiaires d. Dauphiné etc., Paris 1896 und Plateau des Déserts, Bull. Serv. Carte Geol. 1898).

3. Übersicht über die Ausbildung und Verbreitung der einzelnen Molassestufen.

Da die Molasse am Nordrande der Kalkalpen nicht auf diese ansteigt, sondern davon überschoben wird, so ist uns die Basis der subalpinen Molasse nirgends entblößt;

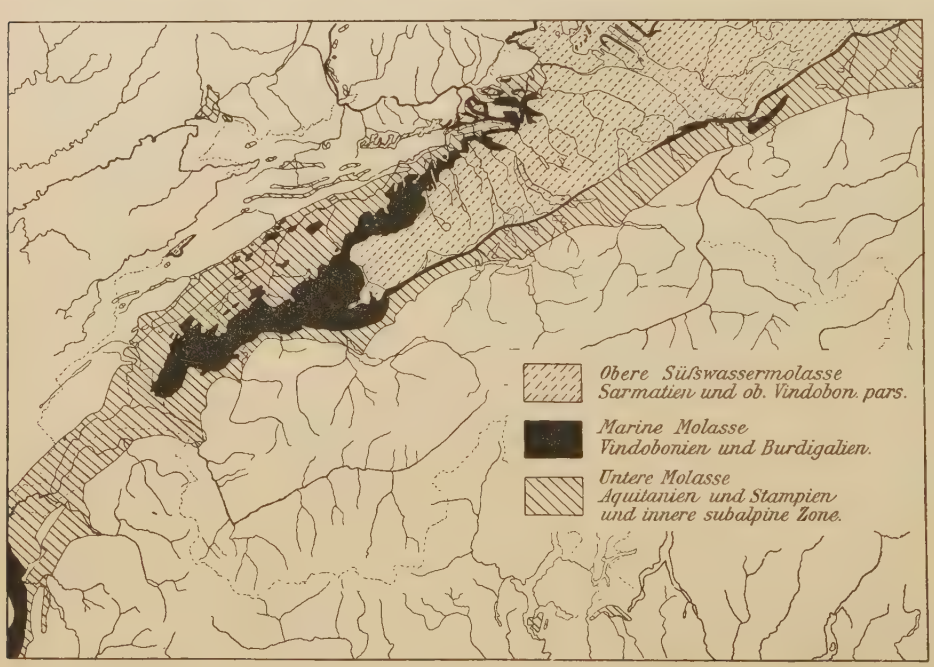


Fig. 9.
Jetzige Ausbreitung der Molassestufen (Kärtchen 1 : 3 000 000).

die ältesten hier beobachtbaren Schichten treten in den Kernen der subalpinen Antiklinalen zutage. Anders am Jurarande und in manchen Jurasynklinalen, wo die ganze Molasseserie bis auf deren Liegendes aufgeschlossen ist. Überall wird dort, sofern

die Molasseschichtreihe an der Basis vollständig vorhanden ist, deren tiefste Stufe vom Stampien gebildet. Eine einzige Stelle innerhalb der ganzen Juraregion ist bekannt, wo vielleicht noch ältere Schichten vorhanden sind: Oberdorf bei Solothurn am Eingang des Weißensteintunnels (C. Schmidt, Über tertiäre Süßwasserkalke im westlichen Jura, Zentralbl. 1904 Nr. 20; Rollier, Weißenstein in „Beiträge" n. F. Lfg. 25). Dort liegen Süßwasserbildungen, nämlich grüne und graue Mergel, Hydrobienkalk und Dysodil mit Fischabdrücken zwischen Knauermolasse und Boluston und vertreten anscheinend Tongrien und Sannoisien. Sonst ruht in der gesamten Juraregion als Ältestes die stampische Molasse transgressiv auf Bohnerz und verschiedenaltrigen Juraschichten.

a) Stampien.

Das Stampien ist in der Schweiz relativ schwach vertreten und im Jura und bis an die Alpen vorwiegend ein Absatz aus brackischem oder süßem Wasser. Es beginnt oft in mergelig-sandiger Fazies mit ganzen Bänken voll Unio und verwandter Süßwassermuscheln in autochthoner Bildung. Einzig in die Umgebung von Basel und Pruntrut reichte noch ein Meerarm des Mainzerbeckens. Elsgauer Juranagelfluh und

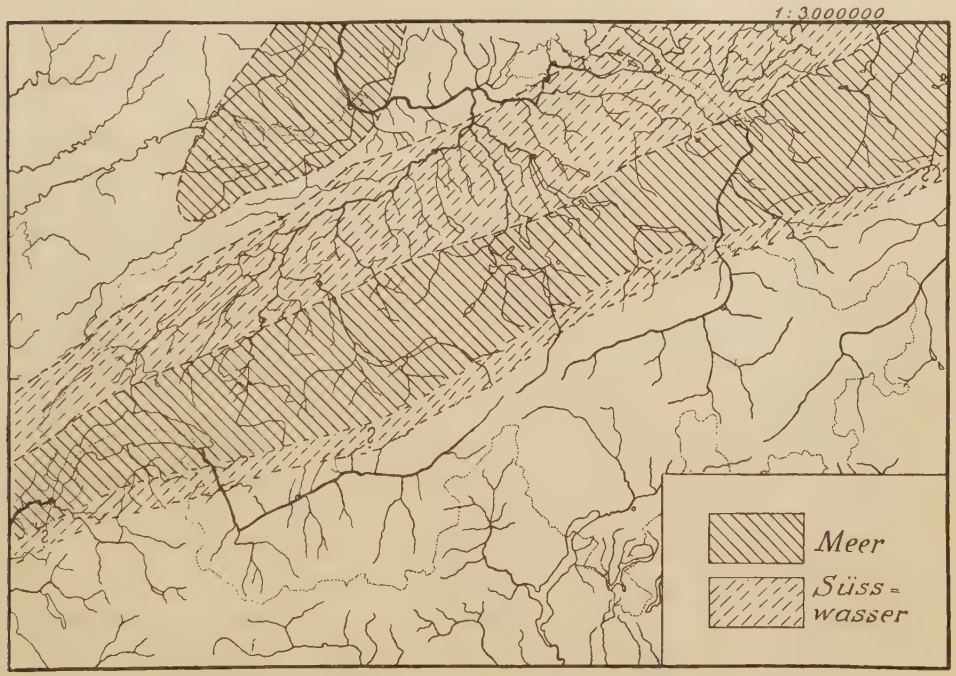


Fig. 10.
Die Wasser zur Zeit des Stampien und Unter-Aquitanien.

Pruntruter Cerithienkalk wurden darin abgelagert. Darin sind weit verbreitet Ampullina crassatina Desh. (Natica) sowie große Austern, wie Ostraea callifera Lam. und Ostr. longirostris Lam. (Vorfahre der O. crassissima). Als Süßwasserbildung ist Stampien in der ganzen Juraregion weit verbreitet; in der subalpinen Region dagegen ist die Abgrenzung gegen Aquitan noch unbestimmt und daher sein Vorhandensein etwas

zweifelhaft. Doch stellt Stehlin die Säugetierfunde von Schangnau ins Stampien. Auch wäre möglich, daß die marinen Cardienschichten von Bilten und Horw noch hieher gezählt werden müssen. Die Gesteine sind Sandsteine, Mergel und einzelne Kalkbänke.

Die Stufe ist gekennzeichnet durch kleine Rhinozerosarten, wie Aceratherium Filholi Osb. und Aceratherium Brachypus Lart., ferner durch die Landschnecke Helix (Coryda?) rugulosa (Mart.) v. Ziet. Letztere findet sich vorwiegend in Süßwasserkalkbänken, den sogen. Rugulosakalken. Früher wurden die Rugulosakalke mit den aquitanen Ramondikalken mit dem Delémontien oder Delsbergerkalk vereinigt; neuerdings aber trennt Rollier die beiden Süßwasserkalkniveaus vollständig und stellt die Rugulosakalke ins Stampien. Letztere enthalten allerdings auch eine als Helix Ramondi bezeichnete Schnecke, es ist aber eine kleinere Form, die mit Unrecht früher mit der die eigentlichen Ramondikalke erfüllenden größeren Art vereinigt und verwechselt wurde.

Am Jurarande von Yverdon bis Genf sind die Rugulosakalke verknüpft mit einer bituminösen, petrolführenden Molasse. Darin treten kleine natürliche Ölquellen auf; an einzelnen Stellen wird sogar Asphalt gewonnen (Pyrimont S. Bellegarde, Frankreich). Möglicherweise ist es dasselbe Molasseniveau, das bei Pechelbronn im Elsaß auf Petrol ausgebeutet wird.

b) Aquitanien.

Das Aquitan ist teilweise noch brackisch, nach Rollier vorherrschend marin, nach den meisten anderen Stratigraphien aber größtenteils eine Süßwasserbildung. Sicher autochthone Lager von Süßwasserconchilien fehlen nicht. Besonders weit verbreitet ist die sogen. rote Molasse, d. h. rote Mergel und Mergelsandsteine. Wir finden sie im Jura, am Südrande des Jura und auch ebenso entwickelt in den Kernen der subalpinen Antiklinalen. Die Rotfärbung mag der Aufarbeitung der unterliegenden Bohnerztone entstammen. Darüber liegt die braunkohlenführende Molasse von Lausanne mit Süßwasserkalk mit Helix Ramondi. Dieser Süßwasserkalk ist dann in der Juraregion weit verbreitet. Marin sind die Cerithienschichten von St. Sulpice bei Ouchy, vom Talent bei Epantheires und vom Buron bei Yverdon, mit Cerithium (Tympanostoma) margaritaceum Brocchi und Cyrena semistriata wie bei Miesbach und Hausham in Bayern. Marin ist auch das Aquitan bei Basel, eine graue Glimmermolasse mit Ostrea crispata in Bänken. Monod bei Rivaz am Lemansee ist für seinen Pflanzenreichtum in der unteren Süßwassermolasse berühmt. Früher war man der Meinung, daß viele der subalpinen Nagelfluhen der aquitanischen Stufe zugehören. Sie liegen aber in ihrer Hauptmasse immer über den antiklinalen Kernen der roten Mergelmolasse. Rollier hat in voller Schärfe behauptet, daß das Aquitanien auch in den subalpinen Zonen keine Nagelfluhen enthalte und die Konglomerate erst im Miocän auftreten. Er hat damit gewiß in der Hauptsache recht, geht aber wohl doch zu weit. Schon im Aquitanien stellen sich am Alpenrande Nagelfluhen ein. Hierher gehören z. B. die bunten Nagelfluhen von Horw und von Meggen-Kiemen (Wartenfluh-Ruppen am Vierwaldstättersee). Die Aquitanienmergel liefern eine Menge von guten Ziegeltonen.

Charakteristisch für Aquitan sind in der Schweiz wie in den Nachbargebieten die Kohlentiere oder Anthracotherien; sie sind sowohl in den Kohlenflözen im Tal der Paudèze bei Lausanne wie bei Aarwangen häufig. Weitere wichtigere aquitane Säugetierfundstellen sind Engehalde bei Bern, Rappenfluh bei Aarberg; in Boudry bei Neuchâtel wurde ein Kieferstück von Vespertilis gefunden.

Als aquitane Leitschnecke gilt Helix (Plebecula) Ramondi Brgt. Sie ist besonders häufig in der kohlenführenden aquitanen Molasse der Westschweiz, die in die graue Molasse von Lausanne übergeht, in der subalpinen Molasse von St. Martin und Oron im Kanton Freiburg, ferner in Begleitung der Kohlen von Rufi bei Schännis, sowie im Kanton Appenzell. Die Ramondikalke bilden im Bernerjura bis nach Basel den allgemeinst verbreiteten und am sichersten erkennbaren Tertiärhorizont.

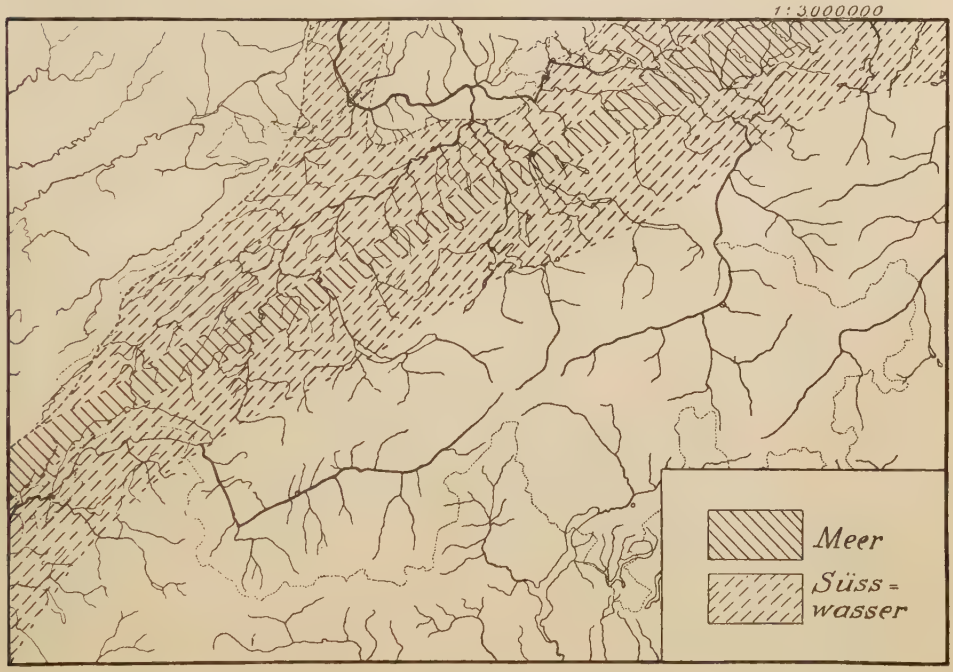


Fig. 11.
Die Wasser zur Zeit des Ober-Aquitanien.

c) Burdigalien.

Auf Oligocän folgt mit dem Burdigalien eine große Meerestransgression in unserem Lande. Fast überall liegen seine marinen Schichten unvermittelt auf den limnischen des Oberaquitan; nur am Alpenrand besteht nach unten ein allmählicher Übergang und fehlt eine scharfe Grenze. Sandsteine herrschen vor.

Zum schweizerischen Burdigalien gehören der subalpine Muschelsandstein mit der Plattenmolasse und der Muschelsandstein der Juraregion. Seit Depéret wird auch die graue Molasse von Lausanne dazu gerechnet; doch wendet sich Stehlin neuerdings gegen diese Auffassung und setzt die Molasse von Lausanne tiefer.

Am Alpenrand erscheint die Stufe in ungeheuerer Mächtigkeit in Konglomeratfazies (Kalknagelfluh von Rigi, Speer usw.).

Die Muschelsandsteinbänke des Burdigalien sind durch ihren Versteinerungsreichtum altberühmt. Die Zahl der Individuen ist groß, die der Arten oft klein. Cardium commune, Tapes helvetica, Mactra triangula bilden ganze Bänke. Größer ist die Mannigfaltigkeit der Arten in den glaukonitischen Cardienschichten gegen den Jura hin (Niederhasli, Würenlos usw. mit Cassis, Dolium usw.). Überall häufig sind Haifischzähne; Agassiz hat über 20 Arten unterschieden. Die wichtigsten sind Carcharodon megalodon Ag., Oxyrhina hastalis Ag., Lamna contortidens Ag. Cetaceenknochen und eingeschwemmte Landsäugetierreste sind namentlich von Brüttelen durch Th. Studer beschrieben worden. Mägenwil hat solche. Die Säugetierfauna ist völlig verschieden von der aquitanen Anthracotherienfauna, stimmt aber überein mit der Fauna der jüngeren Molassestufen. So sind die Landsäuger der Bordeauxstufe nicht auf die Stufe beschränkt. Bis zu einem gewissen Grade leitend ist das Zusammengehen von Mastodon angustidens und Brachyodus onoideus. Ein recht typischer Mollusk ist Pecten praescabriusculus Font. (von Mayer als Pecten scabrellus bezeichnet). Weitere wichtige Formen, die sich auch in der gleichaltrigen Mergelkalkmolasse des Rhonebeckens und den österreichischen Schichten von Eggenburg finden, sind: Pecten palmatus Lam., Pecten subbenedictus Font., Scutella helvetica May., Cidaris avenionensis Desm.

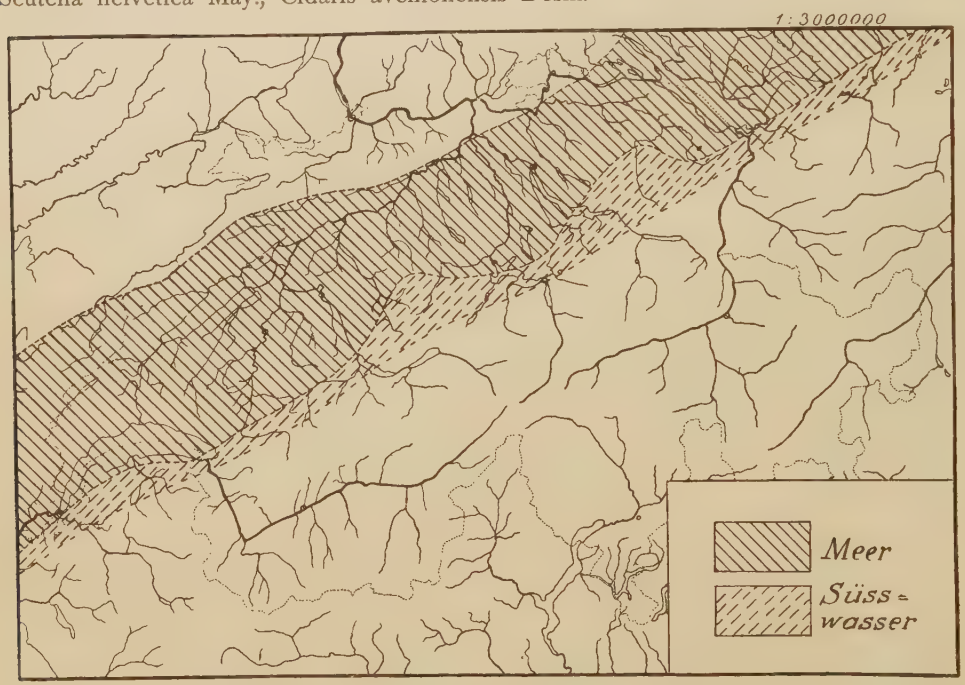


Fig. 12.
Die Wasser zur Zeit des Burgidalien.

Für die Schweiz ist die Überfülle der Cardien und der Tapes eigentümlich.

Die Trennung des Burdigalien vom Aquitanien ist auch im schweizerischen Molasselande weit mehr als ein bloßer Fazieswechsel, sie entspricht der viel tiefer einschneidenden und allgemeineren Grenze zwischen Oligocän und Miocän.

d) Vindobonien.

Bald süßt sich das Meer strichweise wieder aus. Das Vindobonien ist gegen die Alpen offenbar schon vielfach als Süßwasserbildung vorhanden, gegen den Jura und im Jura gleichzeitig marin. Ein großer Teil der bunten Nagelfluh (Tößtalgebiet, Napfregion usw.) gehört hierher. Die bunte Nagelfluh ist am Alpenrande nur noch an ihrer Basis marin und enthält hier die Sandsteine der St. Gallerschichten, die bei Luzern und und bei St. Gallen eine so reiche Ausbeute an Fossilien geliefert haben. Die höheren Süßwasserbildungen des Vindobonien (meistens Sandsteine und Mergel) reichen vielleicht bis in den Kanton Thurgau hinaus. Eine Trennung von Vindobonien und Sarmatien ist dort unmöglich. Dagegen ist in der Juraregion die ganze bunte Nagelfluh und die ganze Wienerstufe echt marin; das Vindobonmeer transgredierte sogar nach Norden über das Burdigalienmeer hinaus; es reichte bis zur Linie La Chaux-de-Fonds—Undervelier—Mettenberg—Tennikerfluh-Randen und bezeichnet damit die maximale Ausdehnung des miocänen Meeres der Schweiz.

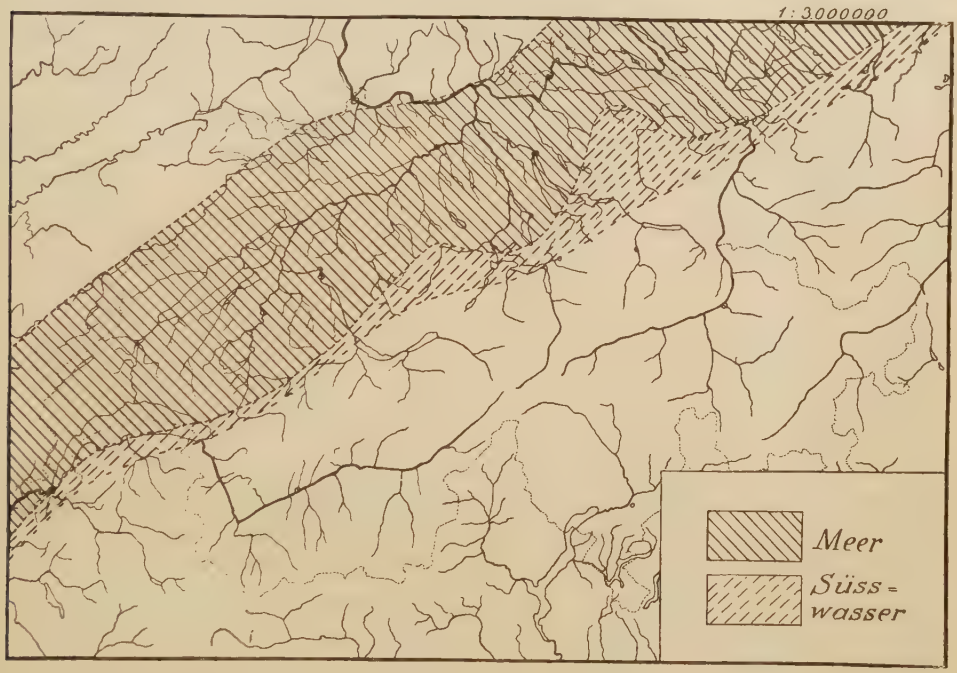


Fig. 13.
Die Wasser zur Zeit des Vindobonien.

Der Randengrobkalk und das Tenniker-Muschelagglomerat, beides Strandbildungen des Vindobonmeeres, ruhen vielerorts direkt auf verschiedenaltrigen Juraschichten auf. Der Randengrobkalk gewinnt die größte Ausdehnung vom Randen zum Höhgau, ist aber nicht mehr ausgebildet in der Bodenseeregion.

Weitere Vertreter des Vindoboniens in unserem Lande sind die Glassande von Benken (Kt. Zürich) und die Bryozoensande von La Chaux-de-Fonds entsprechend denjenigen von Schwaben; auch ein großer Teil der marinen Gesteine um Bern,

der sogen. Bernerschichten, gehört hierher. Bei diesen ist im Napfgebiet klar zu beobachten, wie sie gegen die Alpen hin zwischen Süßwasserschichten auskeilen und wie auf diese Art marine und limnische Fazies des Vindobon ineinander übergehen. Die St. Gallerschichten wären demnach als unteres, die Bernerschichten als oberes marines Vindobonien aufzufassen. Auch ein Teil der Dinotheriumsande des Berner Jura mit Cerithium (Tympanostoma) lignitarum (= crassum) zählt hierher: Court, Tramelan, Rainson bei Courtelary.

Als besonders häufige Leitfossilien können für die Wienerstufe der Molasse gelten: Cardita Jouanneti Bast. (Venus) und Arca Touronica Duj. Beide sind in den St. Gallerschichten wie im Randengrobkalk und dazwischen bei Brugg zu finden. Ostrea crassissima Lam. ist allgemein verbreitet in unserem Vindobon, oft Bänke bildend („Austersandstein"), und Cerithium lignitarum Eichw., das besonders im Wienerbecken verbreitet ist, kommt auch in der schweizerischen oberen marinen Molasse vor. Im Randengrobkalk, der eine förmliche Muschelbreccie ist, sind neben obigen Formen wichtig Melanopsis citharella Mer. (wovon auch der Name Citharellenkalk), Columbella curta Duj. (auch von Üken im Aargau bekannt), Nerita Laffoni Mer. Groß ist der Reichtum an Pektenarten, hier wie in den St. Gallerschichten. Besonders große, aber nicht auf das Vindobon beschränkte Formen sind Pecten (Vola) palmatus Lam., P. scabriusculus Math., P. scabrellus Lam.

Bei St. Gallen bildet Turritella turris Bast. ganze Bänke, wie in den schwäbischen Turritellenschichten, sie findet sich auch im Randengrobkalk und bei La Chaux-de-Fonds. Die Art ist aber ebenfalls nicht auf diese Stufe beschränkt.

e) Sarmatien (Tortonien, oberstes Vindobonien).

Die sarmatische Stufe ist in der Ostschweiz nicht mehr bloß teilweise, sondern ganz eine Süßwasserbildung, während zu gleicher Zeit im Rhone- und im Wienerbecken noch Meer war. Das Molassegebiet des zentralen Europa ist zuerst landfest geworden. In der Westschweiz allerdings, bei Lausanne und auf dem Freiburgerplateau, sind die jüngsten Molasseschichten marine Bildungen, und es ist, wie früher schon betont wurde, noch durchaus nicht entschieden, wie weit diese Erscheinung auf nachträgliche Erosion des Sarmatien, wie weit auf marine Ausbildung dieser obersten Stufe und wie weit auf Nichtablagerung derselben zurückzuführen ist. In der Westschweiz kann also das Sarmatien noch marin sein, während in der Ostschweiz schon das Vindobonien teilweise limnisch ist. Zwischen beiden Stufen fehlt jede scharfe Grenze. Die Gesteine der oberen Süßwassermolasse (Sarmatien) sind weiche Sandsteine und Mergel mit untergeordneten Einlagerungen von Süßwasserkalken, Kohlen und, besonders im oberen Teile, bunten Nagelfluhen.

Das schönste 400 m mächtige Profil der sarmatischen Stufe ist die Fallätsche am Ütliberg bei Zürich mit 70% Mergel. Die weitaus reichste Fundstelle bieten die Süßwasserkalke von Oehningen am Bodensee. Die Albisschichten, der größte Teil der braunkohlenführenden oberen Süßwassermolasse der Ostschweiz (Thurgauermolasse), die Gipsmergel des Höhgau mit Basalt- und Phonolithtuffen, die Helicitenmergel der Juraregion, die größtenteils gleichaltrige Aargauer Juranagelfluh, die meisten

Dinotheriumsande des Berner Jura, die oberen Teile der enormen bunten Nagelfluh des Tößtalgebietes gehören hierher.

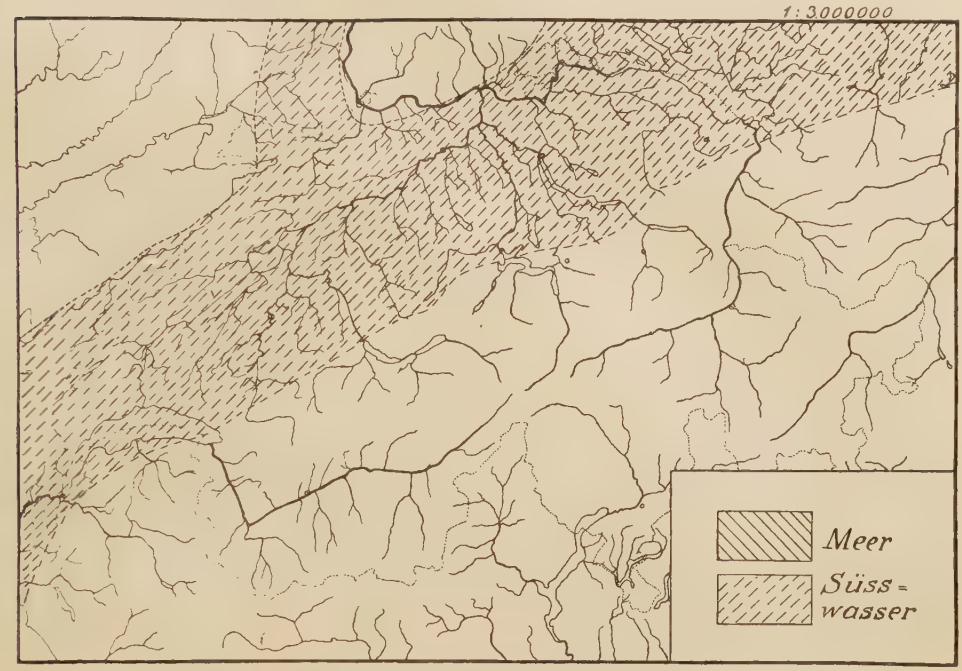


Fig. 14.
Die Wasser zur Zeit des Sarmatien.

Die schönsten Wirbeltierfunde sind die Mastodonten, namentlich Mastodon angustidens Cuv. und sodann Dinotherium giganteum Kaup. Sie finden sich aber auch in den beiden nächsttieferen Stufen. Bessere Leitfossilien sind einige Land- und Süßwasserschnecken, namentlich Helices:

Helix (Pentataenia) Renevieri Maillard, sehr ähnlich der Helix (Pentataenia) Larteti Noulet, früher vielfach auch als Helix sylvana bezeichnet; Helix (Macularia) Leymeyriana, Noulet; Helix (Macularia) laeviculata (im Gips von Hohentwiel); Helix (Campylaea) insignis Schübler.

Weit verbreitet, aber nie häufig ist Clausilia helvetica May.

Ziemlich häufig sind Planorbis Mantelli, Dunker, verschiedene Unioarten, besonders Unio flabellatus, Münster und Unio Lavateri, Münster, sowie Melania (Melanoides) Escheri (Merian) Brogn. (Fig. 19).

Helix sylvana Kl., früher stets als für die obere Molasse leitend angesehen, ist zweifelhaft geworden. Sicher wurde sie oft mit Helix Renevieri verwechselt, und ebenso sicher hat man die echte H. sylvana bei Bern an der Engehalde in unterer Molasse angetroffen.

Das Sarmatien ist die jüngste tertiäre Bildung unseres Landes. Pontische Ablagerungen wie im Rhonebecken oder bei Wien sind in der Schweiz nicht bekannt. Das oberste Miocän fehlt uns. Die große Zeit der Hebung und Abspülung begann mit dem Pontien und dauerte bis Schluß Pliocän. Da war für Ablagerung in unserem Lande kein Ort und keine Zeit mehr zu finden. Eine Ausnahme bildet eine neuestens entdeckte schwache pontische Ablagerung bei Pruntrut.

f) Gesamtüberblick über die Molasseschichtfolge.

Die schweizerische Molasse ist, wie schon früher betont wurde, eine vertikal sehr einheitliche und zusammenhängende, horizontal sehr wechselvolle Anschwemmung

von Verwitterungsprodukten aus den Alpen: Konglomerate, Sandsteine, Mergel, Tone und Kalksteine. Scharfe stratigraphische Einschnitte fehlen fast ganz und sind nie durchgehend. Am ehesten findet man solche noch am einstigen Ufer des alten Molassemeeres. Die ganze Molassebildung ist die kontinuierliche Ausfüllung der zwischen Alpen und Schwarzwald langsam in wechselndem Tempo sich senkenden großen Geosynklinale. Nur so ist es erklärlich, daß noch in der Juraregion untere Molasse in einer Mächtigkeit von 1000 Metern von unten bis oben in derselben Ausbildung einer feinsandigen Glimmermolasse abgelagert werden konnte; nur so lassen sich die so regelmäßigen mehrere tausend Meter mächtigen Konglomeratmassen am Alpenrande begreifen, und nur so ist es denkbar, daß sowohl an der Molassebasis (Rufi, Paudex) wie in der jüngsten Molasse (Käpfnach) autochthone Kohlenlager aus Moorsümpfen sich bilden konnten. Diese beiden während der ganzen Molassezeit entgegengesetzt wirkenden Vorgänge der Senkung und der Sedimentation hielten sich wohl ungefähr, doch nicht immer genau das Gleichgewicht. Damit in Zusammenhang steht der vielfache Wechsel von Meer- und Süßwasserfazies in der Vertikalreihe der Schichten wie in horizontaler Richtung. Wenn der Boden schneller sank, als die alpinen Ströme nachzufüllen vermochten, flutete vom Rhone- und vom Wienerbecken her das Meer herein, und wenn die Senkung sich verlangsamte, trat vor den nun vorrückenden Deltas mit ihren Brackwasser- und Süßwasserlagunen und -sümpfen das Meer wieder zurück. Unser Land muß ausgesehen haben wie die Flächen großer Deltas, und ein Delta reihte sich ans andere an vom Rhein bis über die Rhone, stets vor dem Hügelland und werdenden Bergland der Alpen vorrückend in das Ärmelmeer gegen Vogesen, Schwarzwald und Alb.

Die älteste Molassestufe, das Stampien, ist zum Teil marin und brackisch, namentlich am Alpenrand (Bilten) und in dem Bereiche des Mainzerbeckens (Pruntrut), limnisch im Mittelland. Im Süden geht es nach unten wahrscheinlich allmählich in Flysch über, im Norden transgrediert Stampien auf älterem Festland. Noch das untere Aquitan ist zum Teil marin und brackisch (Cerithienschichten von Ouchy; Basel). Das Oberaquitan ist durchweg Süßwasserbildung; rote Mergel sind hier weit verbreitet, Kohlenlager nicht selten (Paudex, Rufi). Dann kommt die marine Transgression des Burdigalien; im Süden geht die aquitane Molasse nach oben allmählich in die marine über; im Norden transgrediert marines Burdigalien stellenweise auf pholadendurchlöchertem Ramondikalk. Damals war das Rhonebecken über unser Land mit dem Wienerbecken verbunden; die Meeresbedeckung in der Schweiz war am größten. Im Vindobonien nimmt sie wieder ab. Zwar schritt das Meer der Wienerstufe nach Norden noch etwas über dasjenige des Burdigalien hinaus und transgredierte dort über altes Festland (Randengrobkalk, Tennicker-Muschelagglomerat). Aber im Süden, wo sich schon zur Bordeauxzeit am Alpenfuß ein flaches Vorland ausgedehnt haben muß, sehen wir während des Vindobons das Meer noch weiter von den Alpen zurücktreten. Zur sarmatischen Zeit endlich wurden wenigstens in der östlichen Schweiz nur noch Süßwasserabsätze abgelagert; die Verbindung von Rhone- und Wienerbecken war nun durch die Molassedeltas vollständig und für immer unterbrochen, und die gebliebenen Tümpel wurden mehr und mehr gefüllt. Das Meer hat von Osten und Westen her die zentrale Schweiz zuletzt erreicht und

zuerst wieder verlassen. Im Sarmatien hat wohl die Senkung der helvetischen Geosynklinale ihr Ende erreicht; das Becken war ausgefüllt. Allmählich ist an die Stelle der früheren Senkung eine große Hebung des gesamten Alpenbezirks getreten. So hörte mit der pontischen Zeit die Sedimentation auf, es setzte die Denudation ein, und sie hat die Oberhand behalten bis auf den heutigen Tag.

Eine weitere allgemeine Erscheinung zieht sich durch alle Molassestufen hindurch. Das Stampienmeer lag, vom Mainzerbecken abgesehen, ganz im Süden, wahrscheinlich als direkte Fortsetzung des alpinen Flyschmeeres. Zur unteren Aquitanzeit griff das Meer schon weiter nach Norden, noch vielmehr im Burdigalien, am allermeisten aber in der jüngsten marinen Stufe, im Vindobonien. So wandert das Meer durch die ganze Molassezeit hindurch immer weiter nach Norden. Die Erscheinung ist im Grunde natürlich und selbstverständlich: Im Süden trat infolge der Alpenfaltung Festland an die Stelle des früheren Flyschmeeres; dessen Ströme schoben ihre Deltastirnen weiter und weiter in das als Abkömmling des Flyschmeeres gebliebene Molassemeer vor. Dafür ergriff die immer noch sinkende alpine Geosynklinale im Norden immer weitere Gebiete, und bedeutende Teile des alten Tafeljurafestlandes wurden vom transgredierenden Meere überflutet, das Meer wurde, von den Alpen verdrängt, gegen Norden vorgestoßen.

[s. umstehende Tabelle: Gliederung der schweizerischen Molasse.]

IV. Die Fossilien der Molasse.

1. Fundorte und Erhaltung.

Die Molasse als Ganzes ist nicht versteinerungsreich. Man kann weite Gebiete durchwandern und Profile von Hunderten von Metern Mächtigkeit durchsuchen, ohne ein einziges Fossil aufzufinden. Namentlich sind die Nagelfluh-, Sandstein- und Mergelregionen meistens fossilarm. Die organischen Reste der Molasse sind in der Hauptsache lokalisiert auf Süßwasserkalke, Kohlenflöze und einzelne Mergellager, namentlich auf solche, welche die Kohlen begleiten, sowie auf marine Muschelsandsteine, gelegentlich auch sogen. Blättersandsteine. In diesen Lagern kann dann allerdings der Versteinerungsreichtum recht bedeutend werden, so daß wir uns doch ein schönes Bild von der Tier- und Pflanzenwelt unseres Landes zur Molassezeit machen können.

Die Süßwasserkalke sind namentlich reich an Land- und Süßwasserschnecken; manche zeigen auch auf ihren Schichtplatten in Menge wohlerhaltene Pflanzenabdrücke; Oehningen und Locle sind dafür weltberühmt geworden. Reiche Pflanzenlager finden sich ferner in den bituminösen Mergeln, welche unsere Molassekohlen begleiten; das ergiebigste unter diesen ist Greit an der Hoherone gewesen. Die Kohlen selbst enthalten sozusagen keine makroskopisch erkennbaren Pflanzenreste; dagegen sind sie die Hauptfundgrube für Säugetierknochen, welche allerdings nirgends in ganzen Skeletten erhalten sind; man findet stets nur vereinzelte Bruchstücke, namentlich Zähne, oft mit Unterkiefern. Manchmal können auch Mergellagen, die nicht direkt mit Kohlenflözen in Verbindung stehen, Pflanzenabdrücke in großer Zahl führen; Monod bei Rivaz (Kt. Waadt), die nach Oehningen reichste Fundstelle, gehört hieher. Auch

Gliederung der

Pliocän	Fehlt im Molasseland	Stufen	E. W.	Leitfossilien	Subalpine Zone	
					Westschweiz	Ostschweiz
		Pontien	—	Helix osculina	Fehlt in der Schweiz — infolge	
Miocän	Ober	Sarmatien (Oehningerstufe) (Tortonien)	Obere Molasse limnisch	Mastodon augustidens Dinotherium giganteum Helix Renevieri (z. T. = „Helix Sylvana“) Helix insignis Clausilia helvetica Unio flabellatus	Fehlt, nicht abgesetzt oder erodiert?	Kalknagelfluh von Rigischeidegg Bunte Nagelfluh in enormen Massen Tößnagelfluh und Napfnagelfluh
	Mittel	Vindobonien oder IIteMediterranstufe „Helvetien“	Mittlere Molasse marin	Mastodon angustidens Arca Touronica Ostraea crassissima Cerithium lignitarum Cardita Jouanneti Pecten palmatus Pecten scabriusculus	Marine Molasse-Sandsteine	„Degersheimer Kalknagelfluh („Appenzeller-Granit“) Bunte Nagelfluh des Rigi marin: St. Gallersch. limn.: Rotseesch. Hauptmasse subalpiner bunter Nagelfluh
		Transgression				
	Unter	Burdigalien oder Ite Mediterranstufe „Helvetien“		Mastodon angustidens Brachyodus onoideus Pecten praescabriusculus Cardium commune Tapes helvetica	Muschelsandst. Kongl. Mt. Pélerin	Luzernerschichten (Kohlen Luzern-Bregenz) Muschelsandstein „Seelaffe“ „granitische Molasse“ plattenförmige Molasse Kalknagelfluh in enormen Massen (Rigi-Speer)
		Transgression			Graue Molasse Lausannermol. („Langhien“)	
Oligocän	Ober	Aquitanien	Untere Molasse tls. marin, tls. limnisch	Anthracotherium magnum Cerithium margaritaceum Helix Ramondi	Ramondikalke, Blättermergel und Kohlen von Monod Rivaz, Paudèze Kongl. von Bloney	Ramondikalk Kohlen v. Schaennis Kalknagelfluh granitische Molasse Kalksandsteine
					Rote Molasse, Mergelzonen der Antiklinalen	
					Vevey-Bouveret	Horwer- u. Biltnerschichten
	Mittel	Stampien	Untere Molasse marin	Aceratherium Filholi Aceratheriumbrachypus Helix rugulosa Ostraea cyatula	Grès de Vaulruz, Ralligsandstein? bedeckt	
	Unter	Tongrien Sannoisien	—			

schweizerischen Molasse.

	Mittelland	Jurazone (Rand und Inneres) Ostschweiz	Jurazone (Rand und Inneres) Westschweiz	Basel und Umgebung	
	Hebung und beginnender Abspülung		Hipparion-Sande Charmoille Pruntrut		—
Obere Süßwassermol.	Bunte Nagelfluh Albisschichten Thurgauer Mol. Kohlenflöze von Käpfnach, Elgg usw. Knauermolasse	Sandsteine und Sande Oehningerschichten, Gips mit vulk. Tuffen im Höhgau „Juranagelfluh" mit Helicitenmergel Sandsteine	Oehningerkalke (Locle, Sonvillier, Courtelary) Dinotheriumsande Helicitenmergel und Juranagelfluh Rote Mergel		Obere Molasse
Meeresmolasse	Knauermolasse mit Nagelfluh Aargauersch. Benkener Glassand Bernerschichten: Belpberg Hautligen Austerbänke Uzigen E. Bern Bunte Nagelfluh	Melaniensande Randengrobkalk Austernagelfluh Bunte Nagelfluh	Teniker Muschelagglomerat Sande mit Dinother. und Ostr. crassissima Bryozoensande Obere marine Knauermolasse Bunte Nagelfluh		Mittlere Molasse
	Muschelsandsteine von Würenlos Mellingen bis Epalinges. Ostermundingen 250 m	Oberer Muschelsandst. weiche marine Mol.	Muschelsandstein und Austernagelfluh Süßwasserkalk mit Melania	— Transgression —	
	Molasse grise de Lausanne (Langhien)	Unterer Muschelsandst. und Nagelfluh	Mol. Lausannienne Blättersandstein (limnisches Burdig. und Aquitanien)	Transgression	Untere Molasse
	Bunte Süßwassermol. an der Aare bei Bern	Untere Knauermolasse Ramondikalke bunte Mergel u. Sandst. Untere (rote) Süßwassermolasse	Delsberger (Ramondi-) Kalke (Delémontien) Rote Molasse	Delémontien: Tüllingerkalk (Ramondikalk) Cerithiensch. Sandsteine von Dornachbrugg	
		Molasse Alsacienne Rugulosakalke Graue u. rote Sandst. mit Fauna und Flora von Aarwangen Fauna u. Flora der Rickenbachermühle	Petrolführende Mol. Pruntruter Cerithienk. Elsgauer Juranagelfluh	Blättersandst. Dornach Cyrenenmergel Septarientone und Blättersandstein Meeressand und Uferkonglomerate	
		Süßwasserkalk und Dysodil. von Oberdorf am Weißenstein			—

Sandsteine, aber ebenfalls stets nur in dünnen Lagen, können Blattabdrücke enthalten; bald ist der Sandstein dann schön dünngeschichtet (Blättersandsteine, z. B. von Dornach), bald ist er rauh und massig; die Blätter liegen in allen Richtungen durcheinander, oft gerollt und verbogen; es handelt sich dann um zur Hochwasserzeit weit hergeschwemmte Abfälle der Waldbäume (Albis, Irchel, Stettfurt im Thurgau, Mönzlen bei St. Gallen, Eriz, Aarwangen, Develier). Die marinen Fossilien sind in enormer Individuenzahl angehäuft in den Muschelsandsteinbänken und Muschelbreccien; die Schalen sind aber hier meist zertrümmert oder aufgelöst, die stumpfen Steinkerne schlecht bestimmbar, und die Zahl der Arten ist klein (Fig. 26). Die wichtigste Kenntnis der artenreichen marinen Fauna unserer Molasse stammt aus den Mergeln an der Basis der Nagelfluhbildung bei St. Gallen, Luzern und Bern.

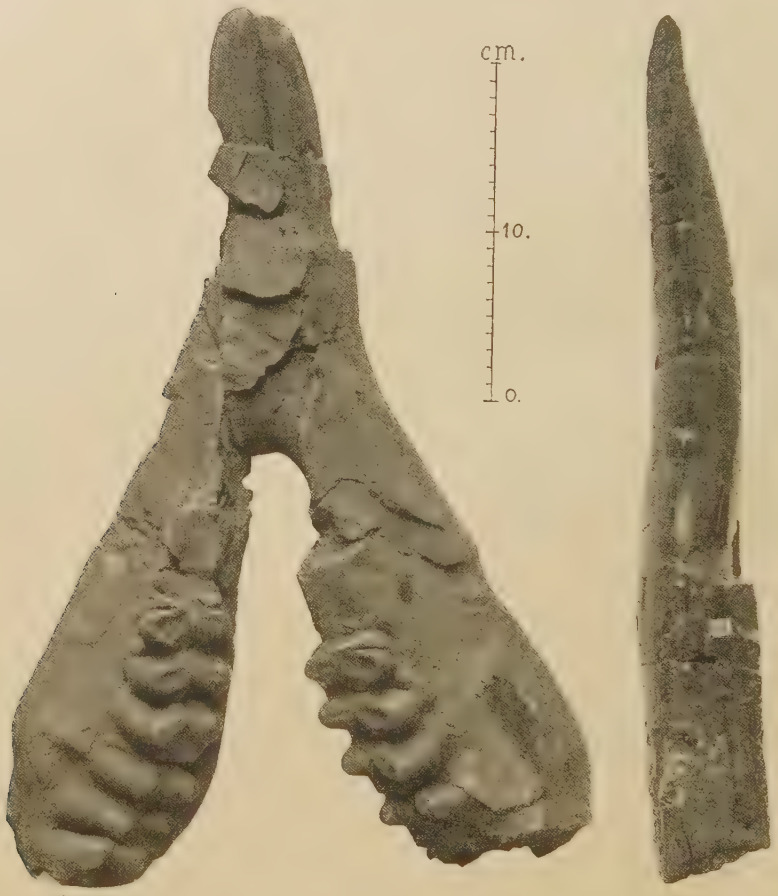


Fig. 15.
Mastodon angustidens Cuv. aus dem sarmatischen Kohlenflöz von Käpfnach am Zürichsee, Unterkiefer und Stoßzahn, Knochensubstanz und Zahnemail erhalten.

Die Erhaltung der Molassefossilien ist sehr ungleich. In den Muschelsandsteinen ist die Mehrzahl der Schalen entweder stark calciniert oder bis auf einen weißlichen Anflug ganz aufgelöst und die Kalksubstanz zu Sandsteinbindemittel um-

gesetzt. Steinkerne sind deshalb viel häufiger als erhaltene Schalen. Pekten, dicke Austern halten am ehesten mit der Schale aus. Sonderbarerweise haben aber die Fischzähne und Flossenstacheln der gleichen Schichten vollständig erhaltenen Schmelz, und die Knochen enthalten noch ihr Calciumphosphat. Das letztere gilt auch von den Zähnen und anderen Knochen aus den Kohlen.

In Sandsteinen haben Blätter eine dünne anthrakonitische Haut zurückgelassen, und beiderseits im Gestein kann man den Abdruck der Oberseite und der Unterseite nicht selten unterscheiden.

In den Mergeln sind die Schalen selbst der Süßwasser- und Landschnecken erhalten, aber sehr häufig in Splitter zerdrückt.

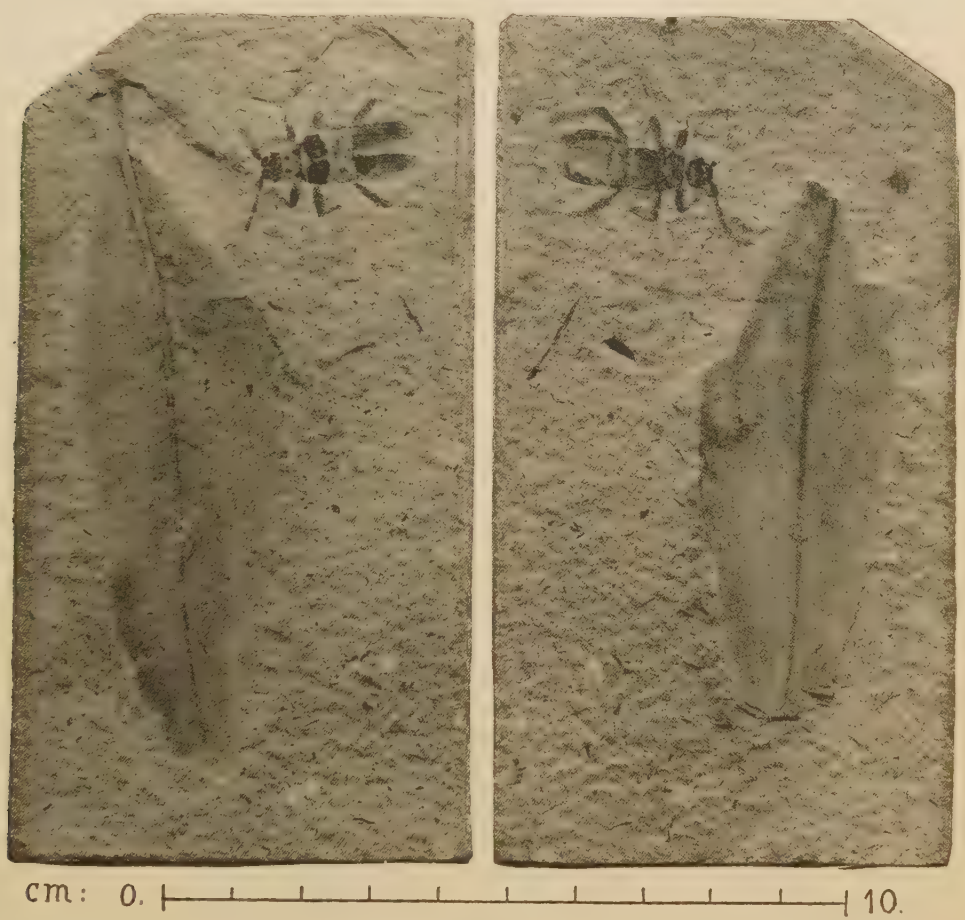


Fig. 16.

Süßwasserkalk von Oehningen auf der Schichtfuge gespalten. Zeigt Laurusblatt, Bockkäfer aus der Familie der Cerambyciden (Gattung und Art = ?). Bauchseite an der Oberfläche der unteren Schicht (rechts im Bilde), Rückenseite an der Unterfläche der oberen Schicht (links im Bilde). Farbzeichnung erhalten, viele kleine Planorbis-Schnecken in den Schichtflächen. (Geol. Sammlung Zürich — phot.)

Am schönsten ist die Erhaltung in manchen Süßwasserkalken und vor allen in den etwas mergeligen Kalken von Oehningen. Die oft kartondünnen Schichtchen

lassen sich mit dem Messer voneinander abheben. Auf der Oberseite des unteren Schichtchens (im Bilde Fig. 16 rechts) ist die Bauchseite eines Käfers, auf der Unterseite des oberen Schichtchens (im Bilde linke Platte) seine Rückenseite erhalten. Anthrakonitische Substanz bildet das Tier, manchmal sogar ganz deutlich auch seine Farbzeichnungen (Farbstreifen oder Flecken auf den Flügeldecken von Insekten), ab. Lange an hellem Licht liegend, bleicht die Färbung aus, und das Fossil ist nur noch an verschiedenen Rauhigkeiten oder Glätten der Schichtoberfläche schwer zu erkennen. In Oehningen finden wir Zweige, Knospen, Blätter, sogar Blüten mit Staubgefäßen, Früchte usw., wir finden an den Blättern Rostpilze erhalten. In einigen Teilen des Oehningerbruches fand Heer in einem dünnen Schichtchen nur Zweige und Knospen, im folgenden Blüten und Blätter, im wiederfolgenden Früchte und Blätter, und dies mehrmals übereinander repetiert, so daß man hier die Jahreszeiten ablesen und die Jahrringe der Erdrinde zählen kann. Die Pflanzen sind auf den hellgelben Schichtflächen mit anthrakonitischer Substanz stärker oder blasser braun gezeichnet. Die Knochen der Wirbeltiere sind in ihrer Substanz erhalten, die Oberflächen derselben glatt und glänzend.

Längst hegte ich die Vermutung, daß es Mayer-Eymar bei seiner Bestimmung der Fossilien aus der subalpinen Molasse ähnlich ergangen sein könnte, wie Agassiz mit den eocänen Fischen von Glarus, d. h. daß er mechanische Deformation durch die Gebirgsbildung für Speziesunterschiede genommen habe. Während der Druckkorrektur dieser Bogen vernahm ich, daß Herr cand. geol. Arnold Fank in Zürich sich mit einer eingehenden Revision des ungeheuren Reichtums von Fossilien der St. Galler Molasse in unseren Sammlungen und an den Fundstellen in St. Gallen beschäftige. Herr Fank gab mir von seinen Untersuchungen Einsicht und gestattete mir, darüber schon jetzt einige Mitteilungen zu machen: Er ist dazu gelangt, diagenetische Deformation (Zerdrücken usw.) von Umformung durch Dislokation bestimmt zu unterscheiden. Alle Fossilien aus der dislozierten Molasse von St. Gallen sind hie und da gebrochen gestaut, größtenteils aber bruchlos deformiert. Die Form der Deformation hängt ab von der Lage des Fossils in der Schicht. Dieselbe Spezies auf derselben Schichtfläche zeigt sich je nach ihrer Stellung umgeformt in verschiedene Spezies Mayer-Eymar's, z. B. in eine lange schmale und in eine kurze breite Gestalt. Die Resultate der vergleichenden Untersuchung der Fossilien sind sehr schön und einwandfrei experimentell nachgeprüft. 26 Spezies Mayer-Eymar's von Panopaeen, eine Menge von Lutrarien, Cardien, Tapes reduzieren sich auf eine einzige oder ganz wenige Arten, 300 Spezies schmelzen auf 64 zusammen, und ähnliches zeigt sich bei den Fossilien von Luzern, Belpberg und ähnlichen Lokalitäten der alpinen Randzone. Die Gebirgsstauung geht durch die ganze Masse des Gesteins hindurch. Freilich so hochgradige übertriebene Deformationen, wie manche Fossilien der Alpen sie zeigen können, kommen in der subalpinen Molasse nicht vor, alles bleibt in bescheideneren Grenzen beisammen, wird aber gerade dadurch um so täuschender.

Noch bleibt ein stratigraphisch wichtiges Resultat der Revision durch Arnold Fank hervorzuheben: Nach der vorgenommenen Artenreduktion enthalten die St. Gallerschichten keine Arten mehr, die dem Eocän oder der Jetztzeit

angehören. Sie entsprechen auch nicht völlig dem Vindobonien, sondern nach Vergleich mit Cossmann sind sie ein deutliches Übergangs- oder Zwischenglied zwischen dem typischen Burdigalien einerseits und dem Vindobonien andererseits; sie sind faunistisch etwas älter, als bisher angenommen.

Wie die Molassebildung selbst eine einheitliche ist, in der scharfe durchgehende Grenzen fehlen, so ist es auch ihre Flora und Fauna. Viele Spezies sind allen Molassestufen gemeinsam; in anderen Formenkreisen zeigt sich von unten nach oben eine langsame Veränderung, eine allmähliche Annäherung an die heutigen Verhältnisse.

Im folgenden besprechen wir zuerst die Flora, dann die Fauna (erst der Land- und Süßwassertiere, dann der Meerestiere) und schließen mit einigen aus dem Studium der Tier- und Pflanzenwelt sich ergebenden Ableitungen über das Klima unseres Landes zur Molassezeit.

2. Die Pflanzen der Molasse.

Reichtum, Verwandtschaft mit Lebenden, Mischflora, vorherrschend amerikanisch, Änderungen während der Molassezeit, Leitpflanzen.

Literatur:

O. Heer, Flora tertiaria Helvetiae. 1854—1859.
O. Heer, Die Urwelt der Schweiz. 1. Aufl. 1865. 2. Aufl. 1879.
R. Keller, Beiträge zur Tertiärflora des Kanton St. Gallen. Ber. St. Gall. naturw. Ges. 1890/91, 1893/94, 1894/95.
Th. Würtenberger, Die Tertiärflora des Kanton Thurgau. Mitt. Thurg. Naturf. Ges. Heft 17. 1906. usw.

a) Gesamtcharakter der Molasseflora.

„Es ist kein Land der Erde bekannt, das bis jetzt einen solchen Reichtum miocäner Pflanzen zutage gefördert hat, wie unsere kleine Schweiz" (Heer). Oehningen am Bodensee auf badischem Gebiete dicht an der Schweizergrenze ist die reichste Fundstelle fossiler Gewächse überhaupt. Heer hat aus über 80 Fundstellen des schweizerischen Molassebeckens 930 Pflanzenarten beschrieben. Die allerwichtigsten heute bekannten Pflanzenfundorte sind:

Oehningen östlich Stein am Rhein	mit	475	bestimmten	Arten
Monod-Rivaz bei Chexbres (Waadt)	„	193	„	„
Hoheronen (Kt. Zug)	„	142	„	„
Le Locle (Kt. Neuenburg)	„	140	„	„
Tägerwilen (Kt. Thurgau)	„	119	„	„
Lausanne	„	96	„	„
Schrotzburg (südl. Überlingen, Baden)	„	78	„	„
Eriztal (Napfgebiet)	„	68	„	„
Albis (Kt. Zürich)	„	60	„	„
Tal der Paudèze bei Lausanne	„	49	„	„
Bernrain bei Kreuzlingen (Thurgau)	„	49	„	„
Delsberg (Berner Jura)	„	32	„	„
Aarwangen (Kt. Bern)	„	28	„	„
Ruppen (Kt. St. Gallen)	„	25	„	„

Die Flora unseres Landes war zur Molassezeit viel reicher als heute, wie sowohl die Gesamtheit aller Funde als auch das gesonderte Studium einer der obigen Fund-

stellen, vor allem Oehningens, lehrt. Während die Zahl der gefundenen Spezies schon gegen 1000 beträgt, schätzt Heer die Zahl der einst tatsächlich vorhandenen Phanerogamenarten auf wenigstens 3000. Von den von ihm untersuchten Blütenpflanzen sind 533 Spezies Holzgewächse (291 Bäume, 242 Sträucher), d. h. 76 %, während in der Gegenwart unsere holzartigen Pflanzen nur etwa 12 % sämtlicher Phanerogamen ausmachen. Zum Teil ist das Zurücktreten der Kräuter durch ihre Hinfälligkeit und durch den Mangel eines regelmäßigen Laubfalles bedingt, vor allem aber muß eine überaus reiche Urwaldvegetation die Ufer des Molassemeeres und der Deltalagunen überzogen haben. Während ferner heutzutage in der Schweiz immergrüne Laubbäume ganz, immergrüne Sträucher fast ganz fehlen, schätzt Heer für unsere Molasseflora 327 Bäume und Sträucher mit immergrünem, nur 206 mit fallendem Laub.

Von der gesamten uns bekannten Molasseflora sind 6 % Gefäßkryptogamen, 3—4 % Gymnospermen, 15 % Monokotyledonen, 75 % Dikotyledonen.

Die Gefäßkryptogamen sind zwar noch besser vertreten als in der heutigen Flora, aber im Verhältnis zu ihrer Bedeutung in vortertiären Zeiten stark zurückgegangen. Die Phanerogamen bildeten $^9/_{10}$ der Flora; aber sie zeigten im Miocän eine viel größere Mannigfaltigkeit als in der Gegenwart unseres Landes. Während in der heutigen Schweizerflora die Familie durchschnittlich 22 Arten enthält, führt in der uns bekannten Molasseflora die Familie im Mittel bloß 8 Spezies. Die Zahl der Familien war also im Verhältnis zur Artenzahl größer in unserer Molassezeit, ähnlich wie heute in den Tropen. Die artenreichste Familie war damals, wiederum wie in den Tropen der Gegenwart, die der Schmetterlingsblütler, mit 117 Spezies. Daran schließen sich die Cupuliferen, Cyperaceen, Proteaceen, Lauraceen, Gramineen, Rhamnaceen, Salicaceen, Myricaceen, Kompositen und Aceraceen mit je über 20 Arten. Die Cupuliferen waren niemals so bedeutend wie in unserer Molasseflora, wo sie 5 % der Arten ausmachten. Nicht nach Zahl der Arten, aber nach Zahl der Individuen nahmen die Lorbeerbäume den ersten Platz ein. Fast am häufigsten findet man Blätter der verschiedenen Cinnamomumarten. Das müssen die allerverbreitetsten Waldbäume gewesen sein (Fig. 17 a).

Fig. 17 a.
Cinnamomum Scheuchzeri, Heer, natürl. Größe.

Die Gattungen und Arten der Molasseflora sind mit der Flora der Gegenwart verschiedener Gebiete nahe verwandt. Unter den sicher bestimmbaren Gattungen konnte Heer nur 6 als erloschen und der Molasse eigentümlich bezeichnen. Unter

den Arten sind volle 72, d. h. 9 % aller Phanerogamen, so wenig von heute lebenden verschieden, daß man daran zweifeln kann, ob ein Grund zur Artentrennung überhaupt noch vorhanden ist. Wir erwähnen als solche wahrscheinlich mit Lebenden identische Arten:

Molasse:	Gegenwart:
Populus mutabilis	Populus euphratica Ol.
Cinnamomum polymorphum	Cinnamomum Camphora L.
Cinnamomum Scheuchzeri	Cinnamomum pedunculatum Thb.
Acer trilobatum	Acer rubrum L.
Sequoia Langsdorfii	Sequoia sempervirens Lamb.
Taxodium distichum	Taxodium distichum

Trotzdem hatte unsere Molasseflora ein eigentümliches Gepräge, wie es gegenwärtig nirgends gefunden wird. Sie ist vor allem eine Mischflora, deren Elemente sich zusammensetzen aus heute zum Teil weit auseinanderliegenden amerikanischen, europäischen, asiatischen, afrikanischen und australischen Typen. Noch mehr als nach der Artenzahl tritt nach der Individuenzahl die europäische Flora zurück; es seien hier besonders hervorgehoben:

das japanische Element:	massenhafte Kampherbäume und Glyptostroben
das mediterrane Element:	Lorbeerbäume
das amerikanische Element:	zahlreiche immergrüne Eichen, Ahorn- und Pappelarten, Platanen, Amberbäume und Robinien, Sequoien, Taxodien
das kleinasiatische Element:	Planeren, Populus mutabilis.

Der Hauptcharakter der Flora ist amerikanisch, und die häufigsten und wichtigsten Typen finden wir heute zwischen den Jahresisothermen von 15 und 25 °C, in den Tropen und Subtropen von Amerika. Viele Baumarten unserer Molasse waren über einen großen Teil von Europa verbreitet (Sequoien, Taxodien, Glyptostroben, Kampher- und Tulpenbäume), wie überhaupt der Verbreitungsbezirk der Bäume und Sträucher zur Tertiärzeit größer war als heutzutage, was auf eine größere Gleichförmigkeit der klimatischen Verhältnisse hinweist. Auch sehen wir damals bei manchen Familien und Gattungen noch zahlreiche Spezies beisammen, die jetzt über alle Welt zerstreut sind (Walnußbäume, Pappeln, Ahornarten, Lorbeerbäume). Dieselben sind ursprünglich von einem Punkte ausgegangen und besaßen anfänglich noch einen zusammenhängenden Verbreitungsbezirk, der später zerfiel.

Im Laufe der Molassezeit vollzogen sich in der Flora langsame Änderungen. Heer fand folgendes:

1. Im allgemeinen bilden die immergrünen Bäume und Sträucher gegen $^2/_3$ der Gesamtzahl der Blütenpflanzen. In der oberen Molasse nehmen sie aber verhältnismäßig ab, und Holzgewächse mit fallendem Laub treten immer mehr in den Vordergrund.

2. Die Palmen sind in der obersten Molasse sehr selten geworden (noch eine Art Rotang und Fächerpalmen), während sie in der unteren Molasse reichlich sind.

3. Dasselbe gilt von den Feigenbäumen und den feinblättrigen Akazien. Dafür nehmen die Ahorne und die Pappelarten in der oberen Molasse zu.

4. Die australischen und die tropischen Formen treten in der oberen Molasse mehr zurück; an ihre Stelle kommen solche der Mittelmeerländer und Nordamerikas und subtropische Typen.

5. Als wichtige Leitpflanzen von großer Verbreitung können gelten für

die untere Molasse:

Zizyphus Ungeri, ein Brustbeerstrauch; Quercus furcinervis, eine Eichenart; Myrica dryandraefolia; Myrica hakeaefolia; Woodwardien und Lygodien; Sabal major, eine große Sabalpalme; Phoenicites spectabilis, eine Fiederpalme; Sequoia Langsdorfi; Cinnamomum spectabile, eine breitblättrige Zimtart;

die obere Molasse:

Populus mutabilis, eine Lederpappel; einige kleinblättrige Ulmen; Laurus princeps, der fürstliche Lorbeer; Carpinus pyramidalis, eine langblättrige Hainbuche; die zierlichen Podogonien.

Fig. 17 b.
Blatt von Acer trilobatum, Steinbruch Oehningen, phot. in natürl. Größe.

Die allerhäufigsten Versteinerungen unserer Molasse aber, der tertiäre Kampherbaum (Cinnamomum polymorphum A. Br. sp.) und der Scheuchzerische Zimtbaum

(C. Scheuchzeri Hr.), sowie der dreilappige Ahorn (Acer trilobatum Stb. sp.) gehen durch alle Stufen der Molasse hindurch. Das Cinnamomum ist das gewöhnlichste Leitfossil der Molasse (Fig. 17 a u. b).

b) Verzeichnis der wichtigeren Fundorte von Molassepflanzen.

Untere Molasse.

1. Oligocäne Molasse von Basel und Umgebung (Mainzerbecken).

Bättwil südwestlich Basel: harter, gelbgrauer Sandstein, dem Niveau des obersten „Meeressandes" (Stampien) angehörig, mit Blättern, die aber wegen schlechter Spaltbarkeit schwer erhältlich sind: besonders Eichen- und Zimtblätter, lauter Arten, die durch die ganze schweizerische Molassebildung hindurchgehen.

Allschwil westlich Basel (Tonwarenfabrik): blaue Letten des Septarientons (Stampien), oben gelblichgrau und mit blätterreichen Sandsteinbänken. Diese letzteren führen vor allem massenhaft Cinnamomumblätter, daneben viele Leguminosen, besonders Cassia. Dagegen fehlen Rhamnus, Cornus, Acer, die im Aquitan der mittelschweizerischen Molasse häufig sind.

Dornachbrugg bei Arlesheim (südlich Basel): „Blättermolasse von Dornach" (Aquitan), 7 m Sand, Sandstein und Knauern, reich an Stengeln und Blättern, darunter die Palme Sabal major Ung.

Kleinere Funde wurden gemacht beim Bau der Wettsteinbrücke in Basel 1878, im Birsigbett bei St. Margarethen vor Basel (beides in den Septarientonen), dann am Rütiacker bei Oberwil und in Bottmingen südlich Basel in den Cyathulamergeln. Aus diesen stammen wahrscheinlich auch die Cinnamomumarten von Liebenzweiler südwestlich Basel.

2. Rote Molasse in den subalpinen Antiklinalen (Aquitan).

Montagny bei Lutry, Vevey und Richevue bei Vevey (Waadt): rote Mergel mit nur dürftigen und seltenen Resten; am häufigsten sind Sabalpalmen. Der roten Molasse eigentümlich ist die Palme Flabellaria latiloba.

Horw (Ennethorw und Stirnenrüti) südlich Luzern und Weggis: rote Mergel, wiederum mit der eigentümlichen Flabellaria latiloba, mit Zizyphus Ungeri, Quercus furcinervis, Iuglans Ungeri, die ebenfalls nur hier vorkommen. Im ganzen 51 Arten, davon 15 in der übrigen Molasse der Schweiz fehlend, aber 32 mit der kohlenführenden Molasse von Paudex gemeinsam, womit überhaupt große Verwandtschaft.

Walchwilerberg (Katzenstrick): bunte Mergel und Sandsteinbänke mit Zizyphus Ungeri Hr. neben Cardien.

Wahrscheinlich gleichaltrig sind die Funde im harten, massigen Sandstein des Schwarzachtobels südlich Bregenz.

3. Kohlen- und süßwasserkalkführende Molasse der Umgebung von Lausanne (Aquitanien).

Monod-Rivaz bei Chexbres, östlich Lausanne. Diese nach Oehningen wichtigste Pflanzenfundstelle, die 193 Arten geliefert hat, liegt in Mergeln zwischen den untersten Nagelfluhbänken des Mont Pélerin. Die wichtigste Stelle findet sich unterhalb des Wasserfalls der Mühle von Monod (Ausbeutung auf Kosten von Frau K. von Rumine). Ein 3 m mächtiges Mergellager mit 2 eingelagerten, sehr harten Sandsteinbänken; die Mergelschichten sind mit Pflanzenresten durchsät. In gewissen blättrigen Lagen sind die Pflanzen so häufig und so dicht beisammen, daß es oft unmöglich ist, sie voneinander zu scheiden. Eine zweite blätterreiche Schicht liegt zwischen zwei tieferen Nagelfluhbänken bei den unteren Wasserfällen desselben Baches bei Rivaz und ist an verschiedenen Orten ausgebeutet worden. Die meisten Arten sind Monod und Rivaz gemeinsam; sie stellen den Typus der oligocänen Molasseflora dar. Die Mannigfaltigkeit der Arten und die Zahl der Individuen sind erstaunlich; manche Spezies sind durch Hunderte von Blättern nachgewiesen. Diese sind meist vortrefflich erhalten und in den Mergelplatten flach gelagert; sie können nicht weit hergeschwemmt sein und sind in ruhigem Gewässer abgesetzt. Auf letzteres deuten auch die Cyclas- und Limnaeusarten, ein prächtiger Hydrophilus sowie Potamogeton ovalifolius Ett. Cyperaceen sind häufig,

besonders Cyperus Chavannesi, dann Equiseten. Das weitaus häufigste Nadelholz ist Sequoia Langsdorfi; das häufigste Laubholz Cinnamomum polymorphum, der häufigste Strauch Rhamnus Gaudini. Ungemein verbreitet ist ferner Lastraea stiriaca, die einst den feuchten Waldgrund überzog. Von den 193 in Monod gefundenen Arten sind 86 dieser Lokalität eigentümlich.

Tal der Paudèze bei Lutry (östlich Lausanne) mit den Fundstellen Paudex, Rochette, Belmont, Conversion, Brullées: graue Molassesandsteine und bituminöse Mergellagen (oft ganz voller Land- und Süßwasserschnecken) schließen die beiden bekannten Kohlenflöze ein. Aus den Kohlen selbst stammen zahlreiche Säugetierknochen, aus den begleitenden grauschwarzen Mergeln (namentlich vom unteren kleineren Flöz) die Pflanzen. Es ist im Gegensatz zu Monod fast ausschließlich eine Wasser- und Sumpfflora; das Festland war hier schon viel weiter entfernt. Seerosen, Laichkräuter, Charen (zu Tausenden Chara Escheri), Schilfrohre, Rohrkolben, Riedgräser und die niedlichen Schlingfarren der Lygodien.

Oron (im Jorat, Waadt): rötliche Mergel unter den bekannten kohlenführenden Zosterites marina Ung., die auf Brackwasser hindeutet, gleich wie das Cerithium margaritaceum Broc., das unter den entsprechenden Kohlen an der Paudèze bei Belmont sich findet.

4. Graue Molasse von Lausanne (Aquitanien — Burdigalien).

Umgebungen von Lausanne (der Tunnel, die Solitude, Neues Schlachthaus, la Borde, Riant-Mont, Jouxtens, Calvaire, Roveréaz): grauer, weicher Sandstein, der namentlich in den unteren Teilen mit Mergeln wechsellagert. Diese besonders schließen Pflanzenreste ein. Wiederum sind Cyperaceen häufig, und an der Solitude sind die Chara Meriani und Escheri zu Tausenden gefunden worden. Besonders ausgezeichnet ist die graue Lausanner Molasse durch ihre Palmen; nirgends anderswo ist Sabal major so häufig gefunden worden, im Tal der Borde beim neuen Schlachthaus von Lugeon ein ganzer 6,5 m langer Stamm mit 7 Blättern, daneben noch 45 andere Arten (Bull. Soc. Vaud. 1897); zwei weitere prächtige Palmen sind Flabellaria Ruminiana Hr. und Phoenicites spectabilis. Typisch sind ferner die zahlreichen und zierlichen Leguminosen, besonders Robinia Regeli H. und Acacia parschlugiana. Andere häufige Pflanzen: Cinnamomumarten, Populus balsamoides, P. Gaudini, Dryandroides lignitum Ung. sp.

5. Untere Molasse der subalpinen Zone von Zentral- und Ostschweiz (exkl. rote Molasse).

Eriz im Hintergrund des Zulgtales (Kt. Bern): sandige Mergel innerhalb südfallender bunter Nagelfluh des Südschenkels der südlichsten Molasseantiklinale, enthalten namentlich Cinnamomumblätter, dieselben Arten wie in Monod. Wasserpflanzen fehlen, und von eigentlichen Sumpfpflanzen ist fast nur Taxodium da. Die Blätter liegen in allen Richtungen durcheinander; viele sind verbogen oder selbst um einzelne Mergelknollen herumgewickelt, wie das im weichen blätterreichen Hochflutschlamm tropischer Urwaldflüsse so häufig heutzutage beobachtet werden kann.

Schangnau und Bumbachgraben im obersten Emmental gehören derselben Zone an wie Eriz und enthalten fast genau die gleichen Arten.

Gleichaltrig sind wohl auch die ebenfalls in derselben Zone liegenden Mergel im Lauigraben bei Grüsisberg (Thun), die von zahlreichen Sumpfgräsern durchzogen sind, dann in der Kohleren, im Hünibachgraben, bei Hilterfingen und Oberhofen, sowie die kohligen und kalkigen pflanzenführenden Mergel des Dorbaches im oberen Ilfisgraben.

Ferner wurden in der Nähe von Rothenthurm (Kt. Schwyz) fossile Blätter gefunden, namentlich von Sequoia Langsdorfi, auch Cinnamomumarten, ebenso am Rigi und am Roßberg (Kt. Schwyz), wiederum mit Sequoia, in den bituminösen Mergeln, über denen die Bergsturzmassen von Goldau abglitten, dann bei Ober-Aegeri (Kt. Zug) in grauem Sandstein, mit Populus balsamoides Gp.

Hoherone (Kt. Zug): Die blaugrauen Mergel über den Kohlen, welche früher im Greit abgebaut wurden, sind stellenweise ganz erfüllt mit Blättern. Auffallend ist das nahezu vollständige Fehlen der sonst so häufigen Cinnamomumblätter. Grewia crenata herrscht über alle anderen Pflanzen vor. Recht häufig sind Sumpfgewächse: Cyperaceen, Seggen, Simsen, Sparganien, Schwertlilien und Rohrkolben. Die letzteren namentlich erschienen mit ihren langen Blättern im Dach der Kohlen-

gruben als braune, mannigfach durcheinander geschlungene Bänder. Einzelne durch dunkle Farbe und mürbe Beschaffenheit ausgezeichnete Partien sind oft ganz erfüllt von den Resten aller dieser Sumpfpflanzen. Im ganzen 143 Pflanzenarten. Heer stellte die Hoheronenschichten ins Aquitan. Kaufmann hielt dafür, daß die tektonischen Verhältnisse sich mit der Auffassung Heers nicht vereinigen lassen und die Fossilfunde ebensosehr dagegen wie dafür sprechen. Er stellte die Kohlen von der Hoherone ins Obermiocän. Stehlin weist sie wieder ins Aquitan.

Rufi bei Schännis (Kt. St. Gallen): die Mergel, welche die früher ausgebeutete Kohle umgeben, sind arm an Pflanzen: Sequoia Langsdorfi, Glyptostrobus europaeus, Dryandroides hakeaefolia. Bei Utznach wurde in steiler Molasse ein Palmenblatt (Chamaerops helvetica) gefunden.

Teuffen (Kt. Appenzell): Sandsteine der nördlichen Antiklinale, deren häufigste Pflanze Myrica salicina Ung. ist.

Ruppen und Altstätten, Kt. St. Gallen (Häggentobel unter dem Bächler Rank, Felsenkeller bei der weißen Mühle, Burgfeld, Felsenburg): Sandsteine der nördlichsten Molassesynklinale, mit Myrica oeningensis und Populus latior (sonst nur in der oberen Molasse) aber auch mit Dryandroides banksiaefolia und anderen Pflanzen, welche die untere Molasse charakterisieren. Die häufigste Pflanze dieser Sandsteine wie merkwürdigerweise auch derjenigen von Teufen ist Myrica salicina Ung., die sonst nur selten ist.

Rehtobel und St. Margrethen: granitische Molasse.

Kaltbrunn: Kalksandstein mit 20 cm dicker pflanzenführender Mergelschicht in einem Steinbruch.

6. Stampische und aquitane Molasse der Juraregion.

Aarwangen und Umgebung (Hügel zwischen der kalten Herberge und Morgental, Wynau Oberbuchsiten, Egerkingen, Lostorf): Die merkwürdigsten Pflanzen der hier anstehenden sandigen und tonigen Molasse und Knauermolasse (Molasse alsacienne und Molasse lausannienne) sind die Apeibopsen; am häufigsten sind wie in Lausanne und Eriz die Cinnamomumblätter. Auch Sabalpalmen und Robinien finden sich hier.

Develier und Moutier im Berner Jura: Cinnamomumblätter erfüllen die Molasse alsacienne.

Baltersweil (Klettgau): ziemlich grobkörniger, glimmerreicher Sandstein, auf Bohnerz und Malm lagernd, mit häufigen Dryandroides hakeaefolia und Dr. laevigata (aquitan).

Mittlere Molasse (marin und äußerst arm an Pflanzenresten).

1. Marine Molasse des Kantons Waadt.

Moudon, Payerne, Petit-Mont, Estavé, Croisettes, Montenailles, Avenches, Chalet des Buchilles ob Lausanne: Außer in der Umgebung von Lausanne sind in diesen marinen Schichten nur sehr wenige Pflanzen beobachtet worden, und überall fehlen Schilfrohre, Cyperaceen und Typhaceen, die sonst so häufig sind. Das Meerufer scheint von keiner Sumpfvegetation überzogen gewesen zu sein; auch die meisten gefundenen Bäume und Sträucher weisen auf einen sandigen Strand und trockene Hügel.

2. Subalpiner Zug der marinen Molasse in Zentral- und Ostschweiz.

Luzern-Bolligen-Utznach: Zug der plattenförmigen Molasse, sehr arm an Pflanzen, in Utznach und Bollingen mit Chamaerops helvetica Hr., in Luzern mit Flabellaria Rüminiana.

Umgebung von St. Gallen (Solitude, Riedhüsli, Freudenberg, Steingrube, Wattbach unter Hofstetten): Im grobkörnigen Sandstein der „Solitude" sind Cinnamomumarten, Cornus rhamnifolia, Rhamnus Decheni und Rh. acuminatifolius O. Web. am häufigsten, aber stets schlecht erhalten. In der „Steingrube" dagegen sind Schilfrohre, Rohrkolben und Banksien am besten vertreten.

Weniger wichtige Fundorte sind die marinen Sandsteine von Bäch und die Blättermergel von Herisau (beim neuen Reservoir).

3. Marine Molasse der Umgebung von Bern.

Häntligen bei Konolfingen und Weinhalde bei Münsingen: sandige pflanzenführende Mergel mit Ostrea crassissima.

Walkringen östlich Bern, Lützelflüh südöstlich Burgdorf: weiche, bunte Mergel mit wenigen Pflanzenresten unter Nagelfluh.

4. Juraregion.

Dettighofen (Klettgau): brackischer über Austernagelfluh liegender Sandstein enthält neben Austern und Binnenconchylien in Knauern auch viele Blätter (Sammlung Würtemberger).

Locle: sandiger Süßwasserkalk mit einigen Pflanzen lagert zwischen marinen Schichten.

Obere Molasse.

Locle: Süßwasserkalk (Oehningerkalk), merkwürdig durch den großen Reichtum eingeschlossener Pflanzenblätter. Ein Lorbeerwald muß den einstigen von Unio, Cypris, Potamogeton und Charen bewohnten Süßwassersee umsäumt haben; denn weitaus am häufigsten sind die Blätter von Laurus princeps Hr. Dann folgen Andromeda protogaea Ung. und Acer decipiens A. Br. Dagegen waren Cinnamomumarten und Nadelhölzer hier merkwürdigerweise selten. Mit der Flora von Oehningen zeigt die von Locle eine nahe Verwandtschaft.

Montavon (Delsberg): Die häufigste Pflanze der hier anstehenden „Dinotheriumsande" ist Populus mutabilis Hr. Auch ein guterhaltenes Blättchen von Podogonium Knorrii ist gefunden worden. Sämtliche Arten stimmen mit solchen von Oehningen und Locle überein.

Brüggwald und Jensberg im Berner Seeland: Blättersandsteine über mariner Molasse, namentlich reich an Cinnamomumblättern.

Flühstalden zwischen Lützelflüh und Sumiswald (Napfgebiet): harter, blauer Sandstein mit einigen Pflanzenresten.

Albis (Kt. Zürich): An der Albisstraße (Langnau-Hausen), etwa 800 m südwestlich der Paßhöhe sind in rauhem Sandstein namentlich Pappelblätter gefunden worden, ferner viele Cinnamomumblätter, im ganzen 27 Spezies.

Irchel (Kt. Zürich): Blätter in den harten Knauern der Molasse, wiederum namentlich von Pappeln und Cinnamomum polymorphum; auch Podogonium Knorrii wurde in Blättern und Früchten gefunden.

Neu-Hunzenberg bei Oberwangen (Hinter-Thurgau): blaue Tonmergel mit sehr vielen Blättern, Rinden- und Zweigstücken, sowie Süßwasserschnecken.

Neugrüt bei Fischingen (Kt. Thurgau): Mergel mit Glyptostrobus europaeus Hr., Acer trilobatum Sternb. sp. Liquidambar europaeum A. Br., Arundo Goepperti.

Stettfurt (Kt. Thurgau): grauer Sandstein, wiederum mit vielen Pappelblättern (Populus latior und mutabilis).

Untergriesen östlich Frauenfeld: harter, graublauer Sandstein mit Apeibopsis Laharpii Hr., Pappel- und Zimtblättern.

Steckborn (Bodensee): blauer Mergel, namentlich mit Planera Ungeri, Ulmus minuta, Acer angustilobum.

Berlingen (Bodensee): unreiner, konkretionärer Süßwasserkalk an der „Johalde" führt hauptsächlich Cinnamomum- und Pappelblätter, daneben Laurus princeps, Podogonium Knorrii, die Blüte von Palmacites Martii Hr. und Liquidambar europaeum A. Br.

Tägerwilen (Bodensee): durch die große Artenzahl und das Vorkommen von Potentilla Leineri ausgezeichnete Fundstelle.

Bernrain bei Kreuzlingen (Konstanz), mit Liquidambar europaeum A. Br., verschiedenen Ahornarten, die selbst Oehningen fehlen, und dem einzigen in der Schweiz gefundenen Kastanienbaum (Castanea Jacki Würt.).

Wangen am Untersee (Baden): Mergel, hier wie an den meisten der eben erwähnten Orte mit Vorherrschen von Pappel- und Cinnamomumblättern. Im ganzen sind 17 Arten gefunden.

Steinerberg bei Stein am Rhein: Mergel mit Podogonien wie in Schrotzburg und Oehningen; daneben sonderbare, mit großen Schuppen dicht besetzte Baumstämme, die von Heer Cycadites Escheri genannt worden sind. Im ganzen 15 Arten.

Schrotzburg südlich Überlingen (Baden): dichte graugrünliche Mergel, worin zu den häufigsten Pflanzen gehören: Carpinus pyramidalis Gp. sp., Liquidambar europaeum A. Br. (dessen Früchte

stellenweise in Menge beisammen liegen), Platanus aceroides Gp., Laurus princeps Hr. Cinnamomumarten, Pappeln, Podogonien, Acer angustilobum H. und Salix varians Gp. 67 Arten.

Oehningen östlich Stein am Rhein: In den berühmt gewordenen Steinbrüchen am Hofe Unterbühl, 200 m über dem Untersee, wurde lange Zeit ein 7—10 m mächtiger Süßwasserkalk und -Mergel ausgebeutet, der eine gewaltige Menge von Versteinerungen geliefert hat: 475 Pflanzen-, 922 Tierarten, davon über 800 Insekten. Die Ausbeute des Steines an sich lohnte sich nicht. Arnold Escher zahlte an den Steinbruchbesitzer eine jährliche Subvention unter der Bedingung, daß alle Fossilfunde an die Sammlungen in Zürich abgeliefert würden. Als nach zehn Jahren nichts Neues mehr erschien, wurde die Subvention aufgehoben und der Steinbruchbetrieb eingestellt. Seither sind die Fundschichten durch den Schutt der oberen zugedeckt, und ohne ziemlich tiefe Nachgrabungen ist nichts mehr zu erhalten (vgl. S. 116).

Im Anschluß an die Aufzählung der eigentlichen Pflanzenlager seien noch einige interessante Einzelfunde angeführt:

Eine Fiederpalme im harten, grauen Sandstein von Büron nördlich Sursee (Kt. Luzern), Populus Gaudini Hr. in Schenkon am Sempachersee, Stammreste von Palmacites helveticus Ung. sp. in den Kohlen von Käpfnach am Zürichsee, ein Wurzelstock derselben Palme in den Kohlen von Riedhof (N.-Mühleberg im Reppischtal, Kt. Zürich), Chamaerops helvetica bei Hüllestein (b. Rüti, Kt. Zürich), Populus mutabilis var. ovalis Hr. in den wirbeltierreichen Sandsteinen von Veltheim bei Winterthur, Ficus tiliaefolia und Glyptostrobus europaeus und ein paar andere seltenere Formen in den Mergeln, welche die Kohlen von Elgg begleiten, Ficus tiliaefolia in den entsprechenden Mergeln von Herdern, Charasamen häufig in bituminösen Mergelschichten an der Falätsche und in Schwamendingen bei Zürich. Oberholz bei Frauenfeld, Schlattingen ebenfalls im Thurgau haben sarmatische Pflanzen geliefert.

Sonderbar ist die Tatsache, daß die Molassekohlen an der Hoherone von massenhaft pflanzenführenden Mergeln begleitet sind, während das Kohlenflöz von Käpfnach mit seinen Begleitschichten ausschließlich Tierfossilien geliefert hat, aber keine einzige erkennbare Pflanze, obschon die Kohle selbst auch in Käpfnach aus einem autochthonen Pflanzentorf entstanden sein muß.

3. Die Tiere der Molasse.

Die fossile Fauna, die uns in den Molasseablagerungen erhalten ist, gliedert sich in zwei große Gruppen.

a) Die Land- und Süßwassertiere; sie finden sich durch sämtliche Ablagerungen der Molasse verbreitet, ob diese Ablagerungen marin oder limnisch seien. Sie sind eben großenteils eingeschwemmt und geben uns deshalb zusammen mit den fossilen Pflanzenresten ein Bild der Fauna und Flora, welche zur Molassezeit nicht nur das Mittelland, sondern auch die damals noch insularen mittelgebirgischen Alpen bedeckt hat.

b) Die Meerestiere finden sich nur in den marinen Molasseschichten, da wo sie gelebt haben oder doch nicht sehr weit davon entfernt. Sie stellen uns die eigentliche Fauna des alten Molassemeeres dar.

a) Die Land- und Süßwassertiere.

1. Die Säugetiere.

Literatur:

H. v. Meyer, Fossile Säugetiere, Vögel und Reptilien von Oehningen. 1845.
L. Rütimeyer, Über die Herkunft unserer Tierwelt. 1867.
M. Depéret, Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. geol. de France, 3. serie, t. 21. 1893.

Th. Studer, Die Säugetierreste aus den marinen Molasseablagerungen von Brüttelen. Abh. d. Schweiz. paläont. Ges. Bd. 22, 1895.

H. G. Stehlin, Über die Geschichte des Suiden-Gebisses. Abhandl. d. Schweiz. paläont. Ges. Bd. 26 (1899) und Bd. 27 (1900).

H. G. Stehlin, Über die Grenze zwischen Oligocän und Miocän in der Schweizer Molasse. Eclog. geol. Helv. Tome VIII, 1901/02.

Die Säugetierreste werden vielleicht einst zu einer genaueren und sichereren stratigraphischen Gliederung der Molasse führen. Eine paläontologische Neubearbeitung sämtlichen vorhandenen Materials durch Stehlin in Basel ist im Gang. Die wichtigsten heute bekannten Stellen, die nicht nur vereinzelte Funde geliefert haben, sind:

3. Obere Molasse: La Chaux-de-Fonds, Locle, Vermes bei Delsberg, Käpfnach am Zürichsee, Veltheim und Elgg bei Winterthur, Oehningen am Bodensee, Schwamendingen bei Zürich.

2. Mittlere Molasse: Tour de la Molière westlich Payerne, Brüttelen südlich des Bielersees, Bucheggberg (Kt. Solothurn), Othmarsingen und Mägenwil östlich Lenzburg, Würenlos bei Baden.

1. Untere Molasse: Rovéréaz bei Lausanne (graue Molasse), Rochette und Paudex bei Lausanne (Aquitan), Aarwangen (Kt. Bern), Schangnau im Emmental (Stampien), Rufi bei Schännis (Kt. St. Gallen) (Aquitan). Hoherone?

Stehlin zählt die bisherigen Fundstellen der Molassesäugetiere und findet deren 11 im unteren Stampien, 15 oberes Stampien, 6 unteres Aquitanien, 24 oberes Aquitanien, 43 Burdigalien, 8 unteres Vindobonien, 42 oberes Vindobonien, im ganzen 149.

In der Säugetierfauna unserer Molasse waren namentlich die Dickhäuter und die Wiederkäuer viel stärker vertreten als heutzutage. Zu ersteren gehörten die größten Tiere der Molassezeit, die elefantenartigen Mastodonten und Dinotherien. Weitaus die Mehrzahl der damals lebenden verbreitetsten Säugetiergattungen sind heute ausgestorben, so im besonderen:

Amphicyon, eine Mittelform zwischen Hund und Bär.

Steneofiber, eine Bibergattung.

Mastodon, Vorläufer des Elefanten, aber mit Stoßzähnen auch im Unterkiefer und 2—3 Backenzähnen gleichzeitig in jeder Kieferhälfte.

Dinotherium, ebenfalls ein großer Rüsselträger mit nach unten gebogenen Stoßzähnen im Unterkiefer und flacher Stirn.

Anchitherium und Hipparion, Vertreter des Pferdestammes.

Anthracotherium oder Kohlentier, von Ochsengröße und Schweinstracht.

Listriodon, ein schweineartiges Tier.

Dicroceros, eine geweihtragende und Palaeomeryx, eine geweihlose Hirschart.

Pliopithecus, dem heutigen langarmigen Gibbonaffen (Hylobates) sehr nahestehend.

Unter den noch lebenden Gattungen finden sich die wenigsten in unserem Lande (Schwein und Eichhörnchen).

Wie bei der Flora, so zeigt sich auch bei der Säugetierfauna eine deutliche Veränderung innerhalb der Molassezeit. Der oligocänen Molasse eigentümlich sind

die Anthracotherien. Die miocäne Molasse erhält ihr Gepräge durch eine in Europa offenbar neu eingewanderte Fauna; es erscheinen Dinotherien und Mastodonten, das pferdeartige Anchitherium aurelianense, das schweineverwandte Listriodon splendens und der einzige fossile Affe der Schweiz, Pliopithecus antiquus.

Die untere, marine miocäne Molasse (Burdigalien und Vindobonien s. str.) enthält im allgemeinen diejenigen Säugetiere, die ohne wesentliche Veränderung auch noch in das obere Miocän, unsere obere Süßwassermolasse fortsetzen. Deshalb sind manche Forscher geneigt, die miocäne Molasse überhaupt nur in Burdigalien und Vindobonien zu teilen und alle obere Süßwassermolasse (Tortonien, Oehningien, Sarmatien) noch Vindobonien zu nennen. Wirbeltierpaläontologisch ist das sicherlich gerechtfertigt. Nach der Gesteinsmasse und der Fazies hingegen haben wir es für unser Land praktischer gefunden, das Vindobonien nicht so weit hinaufgehen, sondern nur der oberen marinen Molasse entsprechen zu lassen. Was wir bisher meistens Sarmatien, Tortonien oder Oehningerstufe genannt haben, ist also gleichbedeutend mit dem, was z. B. hier Stehlin „oberes Vindobonien" nennt. Es handelt sich hier nicht um eine tiefere Differenz in der Auffassung, sondern nur um eine Namenskonvenienz.

Verzeichnis der Säugetierfunde in der schweizerischen Molasse von Dr. H. G. Stehlin (Basel).

Wir sind in der glücklichen Lage, hier aus der Hand von Herrn Dr. H. G. Stehlin (Basel) das Verzeichnis der bis jetzt aus der schweizerischen Molasse sicher bestimmten Säugetierreste geben zu können, wie es aus seinen eingehenden Revisionen hervorgegangen ist. Das Verzeichnis ist geordnet nach den Hauptstufen der Molasse, von den älteren zu den jüngeren vorschreitend. Jeder Gruppe ist ein Verzeichnis der Fundorte vorangesetzt. Die Stufenbezeichnungen sind so gelassen, wie Herr Dr. Stehlin sie wünscht.

Stampien (Mitteloligocän).

Unteres Stampien. Dahin sind zweifelsohne zu rechnen die Fundorte im „Meeressand" des oberrheinischen Beckens: Bressaucourt bei Pruntrut, Brislach, Klein-Blauen (Kt. Bern); Lörrach und Stetten (Baden; satt an der Schweizergrenze bei Basel); Rödersdorf (Elsaß; satt an der Schweizergrenze); ferner Bonfol bei Pruntrut (Kt. Bern; „Septarienton" des oberrheinischen Beckens). Von Fundorten außerhalb des Bereichs des oberrheinischen Beckens könnten als unteres Stampien allenfalls in Betracht kommen, im Jura: Soulce (Kt. Bern); am Fuße des Jura: Oensingen-Ravellen (Kt. Solothurn; Süßwasserkalk mit Nesokerodon minor an der Basis der Molasse); in der subalpinen Region: Bumbach (Kt. Bern, Molasse mit Anthracotherium bumbachense und Aceratherium cfr. Filholi); Vaulruz (Kt. Freiburg).

Oberes Stampien. Die charakteristischste schweizerische Faunula dieses Niveaus ist bis jetzt diejenige von Aarwangen (Kt. Bern). Mit einigem Vorbehalt sind ferner hieher bezogen: Niederhagenthal (Elsaß, satt an der Schweizergrenze; „Cyrenenmergelstufe" des oberrheinischen Beckens); Develier und Vicques im Delsbergertal (Kt. Bern); Moutier (Kt. Bern); Bännli bei Balsthal, Matzendorf, Welschenrohr (Kt. Solothurn); Oberbuchsiten, Egerkingen, Rickenbacher Mühle am Born (Kt. Solothurn); Kalte Herberge bei Ober-Wynau (Kt. Bern); Grenchen (Kt. Solothurn); Baden (Kt. Aargau); Boudry (Kt. Neuenburg; Süßwasserkalk); Soral (Kt. Genf). Es ist nicht ausgeschlossen, daß einige dieser Fundorte, die nur spärliche Säugetierreste geliefert haben, schon zum unteren Aquitanien gehören.

Insectivoren.

Soricide gen. et spec. nov.: Boudry.
Talpide indet.: Aarwangen.

Nager.

Theridomys spec.: Bumbach.
Nesokerodon minor Schl.: Oensingen-Ravellen.
Nesokerodon Quercyi Schl.: Aarwangen; Bännli bei Balsthal; Rickenbacher Mühle; Moutier
Protechimys cfr. gracilis Schl.: Oensingen-Ravellen.
Protechimys cfr. major Schl.: Aarwangen, Moutier.
Archaeomys cfr. chinchilloides Gerv: Oensingen-Ravellen.
Archaeomys cfr. Laurillardi Gerv: Aarwangen; Rickenbach, Bännli bei Balsthal.
Steneofiber spec.: Moutier.
Rodens indet. I.: Bumbach.
Rodens indet. II.: Aarwangen.

Carnivoren.

? Herpestes spec.: Aarwangen.
Carniv. indet. (sehr groß): Bumbach.
Carniv. indet. div.: Bumbach; Aarwangen (2—3 Arten); Moutier (3 Arten); Rickenbacher Mühle.

Caenotheriden.

Caenotherium Cartieri Myr.: Oberbuchsiten; Oensingen-Ravellen; Aarwangen; Bännli bei Balsthal; Develier (?).
Caenotherium spec.: Aarwangen; Moutier; Rickenbach; Vicques.

Suiden.

Doliochoerus spec.: Aarwangen.
Propalaeochoerus spec.: Soulce.

Anthracotheriden.

Anthracotherium bumbachense St.: Bumbach; Klein-Blauen (?).
Anthracotherium hippoïdeum Rüt: Aarwangen.
Anthracotherium spec. indet. div.: Vaulruz; Oensingen-Ravellen; Matzendorf; Moutier; Hagenthal.

Hyopotamiden.

Brachyodus cfr. borbonicus Gervais: Oberbuchsiten; Egerkingen; Moutier; Rickenbacher Mühle; Aarwangen; Baden.

Traguliden.

Lophiomeryx Chalaniati Pomel: Welschenrohr.
Cryptomeryx Gaudryi Filhol: Soulce.

Pecora.

Bachitherium curtum Filhol: Aarwangen.
Bachitherium insigne Filhol: Oensingen-Ravellen.
Amphitragulus spec. I: Bännli bei Balsthal.
Amphitragulus spec. II: Moutier.
Ruminantia inc. sedis div.: Bumbach (2 Spezies); Rickenbacher Mühle.

Sireniden.

Halitherium Schinzi Kp.: Kleinblauen; Brislach; Rödersdorf; Stetten; Lörrach; Bonfol (?); Vaulruz (?).

Perissodactylen.

Plagiolophus cfr. Fraasi Myr.: Klein-Blauen.
Tapirus spec.: Aarwangen.
Cadurcotherium Cayluxi Gerv.: Bressaucourt.

Aceratherium Filholi Osb.: Klein-Blauen; Bressaucourt; Bumbach.
Engyodon Reichenaui Den.: Klein-Blauen; Brislach (?).
Rhinoceros spec. div. indeterm. majores: Aarwangen; Oberbuchsiten; Grenchen; Soral.
Rhinoceros spec. div. indeterm. minores: Bumbach; Oensingen-Ravellen; Oberbuchsiten; Aarwangen; Kalte Herberge; Rickenbacher Mühle; Moutier.

Aquitanien (Oberoligocän).

Unteres Aquitanien. Als charakteristisch können gelten die Lignite von Rochette und La Conversion (Kt. Waadt: „Molasse à lignites") und die umgelagertes Bohnerz führende Molasse von Aarau (Ochsen, Saalbau) und Küttigen (Kt. Aargau); hierher vielleicht auch Humbel bei Waldenburg (Kt. Baselland). Sehr fraglich ist das Alter der Lignite von Rüfi bei Schännis (Kt. St. Gallen) und vom Speer (Kt. St. Gallen).

Oberes Aquitanien. Charakteristisch sind die Fundorte in der „Molasse grise" von Lausanne (Maupas, Haut-du-Calvaire, Petites-Roches, Tunnel, Le Valentin, Riantmont, Sur-la-Borde, Solitude) und Umgebung (La Rosiaz, Roveraz, Bêthusy); sowie die Lignite von Sparen und Greit an der Hoherone (Kt. Zug). Mit einigem Vorbehalt sind ferner hierher gezogen: La Chaux bei Sainte-Croix (Kt. Waadt); Engehalde in Bern; Reichenbach (Kt. Bern); Rappenfluh bei Aarberg (Kt. Bern); Kelligraben bei Hünibach (bei Thun, Kt. Bern); Gysnaufluh bei Burgdorf (Kt. Bern); Etzel (Kt. Schwyz); Bollingen am oberen Zürichsee (Kt. St. Gallen); Vogelherd und Bandlehn bei Speicher (Kt. Appenzell); S. Margrethen (Kt. St. Gallen).

Insectivoren.

Talpide indet.: Küttigen.
Erinaceide gen. et spec. nova: Rochette.

Nager.

Archaeomys cfr. Laurillardi Gerv.: Küttigen.
Steneofiber viciacensis Pomel: Hoherone.
Steneofiber cfr. viciacensis Pomel: Rochette, Küttigen.
Cricetodon spec. nova: Küttigen.
Rodens cfr. Cricetodon: Rochette.
Eomyide gen. indet.: Humbel.
Rodens indet.: Humbel.
Titanomys visenoviensis Myr: Küttigen.

Carnivoren.

Amphicyon spec. nova: Hoherone (Greit).
Amphicyon spec.: Aarau (Saalbau); La Conversion.
Plesictis cfr. robustus Pomel: Hoherone (Greit).
Stenogale an Haplogale spec.: Küttigen.
Carnivora indet. div.: Küttigen (2—3 Arten); Lausanne.

Caenotheriden.

Caenotherium spec. div.: Küttigen (2 Arten); Lausanne (Tunnel); Hoherone (Greit); Humbel bei Waldenburg.

Suiden.

Propalaeochoerus spec.: Küttigen (2 Arten?).
Palaeochoerus typus Pomel: Hoherone (Greit); Engehalde.
Palaeochoerus Meisneri Myr.: Rappenfluh bei Aarberg; Lausanne (Petites Roches; Sur-la-Borde); Hoherone (Greit).

Anthracotheriden.

Anthracotherium valdense Kow.: Rochette; La Conversion.
Microbunodon minus Cuv.: Rochette; Aarau (Ochsen); Regensberg, Kt. Zürich (in einem verschleppten Block).

Hyopotamiden.

Brachyodus borbonicus Gerv. var. minor Dep.: Benken am Kohlfirst (unteres Vindobonien) aus dem Oligocän eingeschwemmt.

Pecora.

Dremotherium Feignouxi E. Geoffr.: Lausanne (Tunnel; Riantmont); La Chaux; Reichenbach.
Dremotherium Feignouxi E. Geoffr. an Amphitragulus elegans Pomel: La Rosiaz.
Amphitragulus cfr. elegans Pomel: Küttigen; Aarau (Ochsen); Lausanne (Sous-la-Borde); Engehalde.
Amphitragulus lemanensis Pomel: Lausanne (Riantmont; Sur-la-Borde; Sous-la-Borde); Engehalde; Rappenfluh bei Aarberg; Reichenbach.
Amphitragulus spec. nova: Küttigen; Aarau (Ochsen).
Amphitragulus spec. div. indet.: Hoherone (Greit); Etzel.
Amphitragulus an Bachitherium spec.: Küttigen, Aarau (Ochsen).

Perissodactylen.

Tapirus intermedius Filhol.: Hoherone (Greit); Lausanne (Solitude) (?)
Tapirus cfr. intermedius Filhol.: Rüfi bei Schännis.
Chalicotherium Wetzleri Kow.: Hoherone; Bollingen.
Aceratherium lemanense Pomel: Béthusy; Lausanne (Maupas; Haut-du-calvaire; Tunnel) Ravin de la Paudèze (in einem verschleppten Block); Hoherone (Sparen und Greit) (?).
Aceratherium platyodon Mermier: Engehalde.
Rhinoceros spec. indet. div. (?) majores: Gysnaufluh; Bandlehn bei Speicher; Kelligraben bei Hünibach; Rüfi bei Schännis; Humbel bei Waldenburg.
Rhinoceros cfr. tagicus Roman: Rovereaz; Lausanne (Tunnel; Le Valentin).
Rhinoceros spec. indet. div. minores: Küttigen; Aarau (Ochsen); Speer; Bollingen; Vogelherd.

Burdigalien (Untermiocän).

Untere Stufe der marinen Molasse (Muschelsandstein des Mittellandes und des Jura; Bächer Sandstein am obern Zürichsee): Le-Mont-sur-Lausanne, Morrens und Bretigny-sur-Morrens (Bez. Echallens), Moudon, Payerne, Combremont-le-Grand (Bez. Payerne), Sainte-Croix (Bez. Grandson), alle im Kanton Waadt; Maconnens (Bez. Glâne), Cheyres, Chables, La Molière, Rochemont près Seiry, Grange-de-Vesin (Bez. Broye), Jolimont (Bez. Saane), alle im Kanton Freiburg; Gambach (Bez. Schwarzenburg), Ins, Brüttelen, Müntschemier (Bez. Erlach), Melchnau, Madiswyl (Bez. Aarwangen), Büren a. A., Diesbach (Bez. Büren), Burgdorf, alle im Kanton Bern; Saicourt, Tal von Court, Kanton Bern; Corgémont, Tal von St. Immer, Kanton Bern; Bockstein bei Aetigkofen, Schnottwyl (Bez. Bucheggberg) im Kanton Solothurn; Zofingen, Schorrüti bei Kölliken, Staffelbach (Bez. Zofingen), Gränichen, Entfelden, Unter-Muhen (Bez. Aarau), Lenzburg, Staufberg, Othmarsingen (Bez. Lenzburg), Würenlos, Mägenwil, Eckwil (Bez. Baden), alle im Kanton Aargau; Niederhasli (Bez. Dielsdorf), im Kanton Zürich; Buchberg (Kt. Schaffhausen; bei Eglisau); Schindellegibrücke, Haslen bei Wollerau (Bez. Höfe) im Kanton Schwyz.

Nager.

Steneofiber cfr. Depéreti Mayet: Cheyres.

Carnivoren.

Hemicyon göriachensis Toula: Burgdorf.
Amphicyon spec.: Unbekannte Lokalität im Kanton Freiburg.
Carnivor indet. (Felide?): Brüttelen.
Carnivor indet.: La Molière.

Cetaceen.

Squalodon spec.: La Molière, Staffelbach.
Cyrtodelphis sulcatus Gerv.: La Molière; Zofingen; Unter-Muhen; Othmarsingen.

Platanistiden gen. indet.: Bucheggberg (2 Spezies); Mägenwil; unbekannte Lokalität im Kanton Aargau.
Physeterula spec.: Othmarsingen.
Odontoceti gen. div. indet.: Combremont-le-Grand; La Molière; Chables; Grange de Vesin; Bockstein; Bucheggberg; Staufberg; Othmarsingen; Mägenwil; Eckwil.

Caenotheriden.

Caenotherium spec.: Moudon.

Suiden.

Palaeochoerus aurelianensis St.: Brüttelen, La Molière.
Palaeochoerus spec.: Brüttelen, La Molière, Maconnens.

Hyopotamiden.

Brachyodus onoïdeus Gerv.: Brüttelen.

Pecora.

Palaeomeryx cfr. garsonnini Mayet: Brüttelen (?); Haslen bei Wollerau.
Dicroceros spec.: La Molière, Bucheggberg, Payerne.
? Lagomeryx spec.: Jolimont.
Amphitragulus cfr. aurelianensis Mayet: Gambach, Madiswyl.
Ruminantia indet.: Brüttelen (2 Spezies), La Molière, Jolimont, Cheyres, Haslen bei Wollerau.

Proboscidier.

Mastodon angustidens Cuv.: Buchberg.
Proboscidier indet. (Mastodon?): Diesbach bei Büren.

Sireniden.

Halianassa Studeri Myr.: Mägenwil; Lenzburg.
Sireniden inc. sedis: Sainte Croix; Saicourt; Corgémont; Entfelden; Gränichen; Othmarsingen; Würenlos; Eckwil; Niederhasli; Buchberg.

Perissodactylen.

Tapirus helvetius Myr.: Unbekannte Lokalität im Kanton Aargau; Brüttelen; Othmarsingen (?).
Rhinoceros cfr. tagicus Roman.: Brüttelen; La Molière; Moudon; Bretigny; Müntschemier, Othmarsingen, Schindellegibrücke.
Rhinoceros spec. div. majores: Le-Mont-sur-Lausanne; Morrent; Combremont-le-Grand; La Molière; Chables; Brüttelen; Ins; Bucheggberg; Melchnau; Schindellegibrücke; Haslen bei Wollerau.

Vindobonien s. lat. (Mittelmiocän).

Unteres Vindobonien (obere Stufe der marinen Molasse; Sables à Galets Vosgiens des Berner Jura, wenigstens zum Teil): Benken am Kohlfirst (Kt. Zürich); Schlatt am Kohlfirst Kt. Thurgau); Kaltwang bei Riedern (Badisches Klettgau, satt an der Schweizergrenze); Randen (Kt. Schaffhausen); Bois-de-Raube und Mont-Chaibeut (Delsbergertal, Kt. Bern, mit Vorbehalt hierhergerechnet); Court (Kt. Bern); Courtelary (St. Immertal, Kt. Bern).

Oberes Vindobonien (obere Süßwassermolasse mit Süßwasserkalken und Kohlenflözen); Locle und La Chauxdefonds (Kt. Neuenburg); Les Guinots (franz. Departement du Doubs); Vermes und Corban (Berner Jura); Pfeidmatt (Gemeinde Aegerten) bei Biel (Berner Seeland); Anwil und Zeglingen (Kt. Baselland); Bampf bei Seon und Moos bei Teufental (Kt. Aargau); Muri (Kt. Aargau); Stöckenbach (Kt. Aargau); Siggental (Kt. Aargau); Spornegg bei Baldingen (Kt. Aargau); Teufen (Kt. Zürich); Wipkingentunnel (Stadt Zürich); Röthel (Oerlikontunnel bei Zürich); Schwamendingen bei Zürich; Käpfnach (Kt. Zürich); Elgg, Rümikon, Veltheim, Seelmatten, Oedenhof bei Neftenbach (alle im Bezirk Winterthur, Kt. Zürich); Wila (Kt. Zürich); Bichelsee (Kt. Thurgau); Buchental (Kt. St. Gallen); Ottenberg bei Weinfelden, Königswuhr bei Frauenfeld, Iselisberg bei Üßlingen,, Stammheim, Schlattingen (alle im Kt. Thurgau); Mammern, Tägerweilen, Egelshofen, Kreuzlingen

Bättershausen, Lengweil (alle im Kt. Thurgau); Stein am Rhein (Kt. Schaffhausen); Schrotzberg, Kressenberg, Oehningen, Wangen (alle am Untersee, Großherzogtum Baden); Mainau bei Konstanz (Baden); Egg bei Konstanz (Baden).

Affen.

Pliopithecus antiquus de Blainville: Elgg, Kreuzlingen.

Chiroptern.

Molosside gen. et spec. n.: Anwil.

Insectivoren.

Erinaceus oeningensis Lydekker: Oehningen.
Galerix exilis Blv.: Schwamendingen.
Insectivor. gen. et spec. n.: Vermes.
Insectivor. gen. et spec. nova: Schwamendingen.
Metacordylodon Schlosseri Andreae: Anwil.
Talpa minuta de Blainville: Rümikon.
Talpide indet.: Rümikon.
Talpide indet.: Schwamendingen.
Proscapanus spec.: Anwil.

Nager.

Sciurus Bredai Myr.: Oehningen; Anwil (?).
Sciurus spec.: Schwamendingen.
Sciuropterus gibberosus Hofmann: Anwil.
Eomyide gen. (?) et spec. nova: Schwamendingen.
Rodens gen. et spec. nov.: Corban.
Steneofiber Jaegeri Kaup: Käpfnach; Elgg; Siggenthal; Les Guinots; Benken; Riedern; Rümikon.
Steneofiber minutus Myr.: Elgg; Tägerweilen; Bättershauseu; Anwil.
Cricetodon rhodanicum Depéret: Vermes; Anwil; Mammern; Stein a. Rh.; Schwamendingen.
Cricetodon cfr. medium Lartet: Schwamendingen.
Cricetodon minus Lartet: Oehningen; Spornegg; Zeglingen.
Cricetodon spec. nova: Vermes; Anwil; Stöckenbach (?).
Titanomys Fontannesi Depéret: Anwil.
Lagopsis verus Hensel: Oehningen; Elgg; Rümikon (?); Schwamendingen.
Prolagus oeningensis König: Oehningen; Vermes; Anwil; Siggenthal; Wangen am Untersee Rümikon; Schwamendingen.

Carnivoren.

Amphicyon cfr. major de Blainville: Benken.
Amphicyon cfr. steinheimensis Fraas: Riedern (?); La Chaux-de-Fonds (?).
Amphicyon spec. div.: Benken, Riedern.
Amphicyonide cfr. Hemicyon göriachensis Toula: Elgg.
Amphicyonide cfr. Pseudarctos Schlosser: Rümikon.
Galecynus oeningensis Myr.: Oehningen.
Trochictis carbonaria Myr.: Käpfnach; Elgg (?).
Potamotherium spec. nova: Elgg.
Lutra Spec. (?): Rümikon.
Mustelide cfr. Lutra dubia de Blainville: Käpfnach.
Mustela spec.: Vermes.
Hyaenaelurus Sulzeri Biedermann: Veltheim.
Machaerodus palmidens de Blainville: Locle.
Carniv. indet. div.: La Chaux-de-Fonds, Riedern.

Cetaceen.

Acrodelphis denticulatus Probst: Benken.
Cetac. indet.: Benken.

Caenotheriden.

Caenotherium spec.: Benken (wahrscheinlich aus dem liegenden Oligocän eingeschwemmt).

Suiden.

Hyotherium Sömmeringi Myr.: Tägerweilen; Schlatt.
Hyotherium Sömmeringi Myr. var. medium Myr.: Käpfnach; Buchenthal; Vermes (?); Riedern.
Hyotherium spec. indet.: La Chaux-de-Fonds; Schlattingen; Rümikon; Schwamendingen.
Hyotherium simorrense Lartet: Elgg.
Palaeochoerus cfr. aurelianensis Stehlin: Benken.
Palaeochoerus spec.: Benken.
Listriodon latidens Biedermann: Veltheim.
Listriodon splendens Myr.: La Chaux-de-Fonds; Locle.
Listriodon spec. indet.: Schlatt.
Suide gen. et spec. indet.: Anwil.

Traguliden.

Dorcatherium crassum Lartet: Siggenthal; Stammheim; Elgg; Feuerthalen bei Schaffhausen (an sekundärer Lagerstätte); Locle (?).
Dorcatherium guntianum Myr.: Bampt.
Dorcatherium, kleiner als guntianum Myr.: Schwamendingen.

Pecora.

Dicroceros furcatus Hensel: Käpfnach; Anwil (?).
Dicroceros cfr. furcatus Hensel: Benken, Randen, Riedern, Court (?).
Dicroceros elegans Lartet: Schwamendingen; Wila; Tägerweilen; Stein a. Rh.; Rümikon; Iselisberg bei Ueßlingen (?).
Dicroceros spec. (an furcatus an elegans): Elgg; La Chaux-de-Fonds; Spornegg (?); Bampf (?); Schwamendingen (?).
Palaeomeryx cfr. Kaupi Myr.: Schlattingen; Veltheim; Benken; Riedern.
Palaeomeryx Bojani Myr.: Vermes; La Chaux-de-Fonds; Rümikon.
Palaeomeryx eminens Myr.: Oehningen; La Chaux-de-Fonds; Lengweil.
Orygotherium Escheri Myr.: Käpfnach.
Lagomeryx Meyeri Hofmann; Vermes; Benken (?); Riedern (?).
Lagomeryx, kleiner als Meyeri: Käpfnach; Vermes; Benken; Schwamendingen.
Lagomeryx an Micromeryx spec.: La Chaux-de-Fonds.
Micromeryx flourensianus Lartet: Anwil (?); Rümikon (?).
Amphimoschus lunatus Myr.: Käpfnach; Stein a. Rh.; Rümikon (?); Elgg (?); Benken; Riedern; Randen (?).
Antilope cristata Biedermann: Veltheim; Locle (?).
Antilope spec. nov. (?): Elgg; Stein a. Rh.

Proboscidier.

Mastodon turicensis Schinz: Elgg, Käpfnach.
Mastodon angustidens Cuvier: Käpfnach; Veltheim; La Chaux-de-Fonds; Pfeidmatt; Moos bei Teufenthal (Aargau); Schlattingen; Wipkingentunnel; Oedenhof; Oehningen; Wila; Stein a. Rh.; Kressenberg; Egelhofen; Benken; Riedern.
Mastodon spec. (wahrscheinlich durchweg angustidens): Königswuhr; Teufen; Seelmatten; Tägerweilen; Wangen a. U.
Dinotherium giganteum Kaup.: Bois-de-Raube.
Dinotherium laevius Jourdan: Locle; La Chaux-de-Fonds; Mainau.
Dinotherium bavaricum Myr.: Mont-Chaibeut; Riedern.
Proboscidier gen. et spec. indet.: Court; Schlatt.

Sireniden.

Sirenide gen. et spec. indet.: Benken, Riedern,

Perissodactylen.

Anchitherium aurelianense Cuv.: Vermes; Spornegg; Elgg; Käpfnach; Riedern.
Macrotherium spec.: Riedern.

Tapirus spec.: Benken.

Rhinoceros (Brachypotherium) brachypus Lartet: Röthel; Veltheim; Ottenberg; Seelmatten; Bichelsee (?); Mont-Chaibeut; Riedern.

Rhinoceros cfr. tagicus Roman: Benken.

Rhinoceros spec. div. indeterm.: Elgg; Käpfnach; Veltheim; Vermes; Anwil; Seelmatten; Rümikon; Schrotzberg; Tägerweilen; Muri; Schlatt; Benken; Riedern; Courtelary; Egg; Schwamendingen.

Pontien (Obermiocän).

Vogesensande des Elsgaus (Ajoie): Charmoille bei Pruntrut (Entdeckung von Dr. Carl Hummel, Freiburg i. B.).

Proboscidier.

Dinotherium cfr. laevius Jourdan: Charmoille.

Perissodactylen.

Hipparion spec.: Charmoille.

Rhinoceros spec.: Charmoille.

II. Die Vögel.

Literatur:

H. v. Meyer, Fossile Säugetiere, Vögel und Reptilien von Oehningen. 1845.

J. Bachmann, Fossile Eier aus der oberen Süßwassermolasse der Umgebung von Luzern. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. Bd. 5. 1878.

Vogelreste gehören zu den seltensten Versteinerungen unserer Molasse; reicher schon sind die Kalktuffe des Ries in Franken. In der Schweiz sind bisher nur in Oehningen Knochen verschiedener Arten gefunden worden. Aber bloß bei einer konnte die Gattung festgestellt werden; es ist ein durch Brustbein, Schulterblatt und Flügelknochen nachgewiesener entenartiger Wasservogel, die Oehningergans Anas oeningensis H. v. Mey. Auch Federn von Schwimmvögeln sind in Oehningen als Abdruck erhalten geblieben, ferner Federn und Knochenreste von einem hühnerartigen Vogel.

In Emmenweid bei Luzern wurde in Mergeln der oberen Molasse eine Gruppe von 10 beschalten fossilen Eiern entdeckt; die Eier sind kurz oval, 48 mm lang, 38 mm breit und erinnern in Form und Größe an Enteneier. Ein zweiter solcher seltener Fund wurde im Tunnel von Lausanne in der dort wirbeltierreichen unteren Molasse gemacht; es sind mehrere Eier von Taubeneigröße.

III. Die Reptilien.

Literatur:

H. v. Meyer, Fossile Säugetiere, Vögel und Reptilien von Oehningen. 1845.

F. J. Pictet et A. Humbert, Monographie des Chéloniens de la molasse suisse. 1856. Matériaux pour la Paléontologie Suisse.

Biedermann, Petrefakten der Umgebung von Winterthur. 1. Heft. Schildkröten. 1862.

Golliez et Lugeon, Note sur quelques Chéloniens nouveaux de la mollasse langhienne de Lausanne Mém. Soc. paléont. suisse. Vol. 18. 1889.

A. v. Reinach, Schildkrötenreste im Mainzer Tertiärbecken usw. Abhandlg. Senckenberg. natf. Ges. Bd. XXVIII, 1900.

Die Reste von Reptilien (Krokodilen, Schildkröten usw.) sind meist schwer zu bestimmen. Auf jeden Fall aber war die Reptilienfauna der Molassezeit viel mannigfaltiger als die heutige und besaß einen ganz anderen Charakter. Das letztere wird schon dargetan durch das Auftreten mehrerer Krokodile und einer auffallenden Zahl von Land-, Fluß- und Sumpfschildkröten. Es sind folgende Funde bekannt:

1. Krokodile.

Crocodilus Büticonensis Mey., Schneitberg nördlich Elgg (Kt. Zürich), Lindenberg bei Büttikon (Aargau): Schädel. Obere Molasse.

Knochen und Zähne anderer Krokodilarten in der oberen Molasse von Käpfnach und von Stein am Rhein, in der marinen Molasse von St. Croix und von Corban östlich Delsberg sowie in der unteren Molasse von Rochette bei Lausanne und von Aarau, Unterkiefer eines Reptils cfr. Dracaenosaurus aus dem Cyrenenmergel von Therwil Baselland (Gutzwiller).

2. Schlangen und Eidechsen.

Oehningen hat drei natterartige Schlangen, darunter Coluber Oweni Mey. und C. Kargii Mey. geliefert. Eine Eidechse stammt aus den Kohlen von Rochette.

3. Schildkröten

sind in besonders großer Zahl in der grauen Molasse bei Lausanne gefunden worden, vereinzelt noch an manchen anderen Orten. Die verbreitetste Art der schweizerischen Molasse ist Testudo Escheri, Pict. et Humb. Die größte schweizerische Landschildkröte war Testudo Vitodurana Biederm., deren Panzer fast 1 m lang ist (Sammlung in Winterthur).

Folgendes sind die in der Schweiz bisher gemachten Funde:

1. Untere Molasse.

Rochette (bei Lausanne): Emys Laharpei Pict., E. Charpentieri Pict., Trionyx;
Solitude bei Lausanne: Emys Gaudini Pict.
Graue Molasse von Lausanne (4 Land-, 6 Sumpf- und 2 Flußschildkröten):

Testudo Escheri Pict. et Humb.	Cistudo Heeri, Portis
Testudo sp. ind., Portis	Cistudo Portisi, Goll. et Lug.
Ptychogaster Gaudini, Pict. et Humb.	Cistudo Kunzi, Goll. et Lug.
Ptychogaster rotundiformis, Goll. et Lug.	Emys sp. ind. Pict. et Humb.
Cistudo Razoumowskyi, Pict. et H.	Trionyx Lorioli, Portis
Cistudo Morloti, Pict. et H.	Trachyaspis Lardyi, H. v. Mey.

Yverdon (am Neuenburgersee): eine Trionyxart.
Bern (Engehalde): Schildkrötenreste, darunter von einer großen Testudo.
Oberbuchsiten: Testudo Stehlini von Reinach (Stampien).
Rappenfluh bei Aarberg: Emys Wyttenbachii Bourdet und Reste von nicht sicher bestimmbaren Testudoarten.
Umgebung von Aarau: Tryonyx- und Emysarten, darunter Emys Fleischeri Mey. und Emys lignitorum Portis.

2. Mittlere Molasse.

Molière (Kt. Freiburg): Trachyaspis Lardyi Mey.

3. Obere Molasse.

Testudo Escheri, Pict.: Locle, Veltheim bei Winterthur, Schneitberg bei Elgg, Herdern nördlich Frauenfeld, Steinerberg.
Testudo Vitodurana Biederm.: Veltheim bei Winterthur.
Testudo Picteti Biederm.: Veltheim bei Winterthur.
Chelydra Murchisoni Bell. (Alligatorschildkröte): Oehningen.
Emys (Ocadia) Turiciana Rol.: Oerlikon (Schulhaus Gubel; Sammlung Zürich).
Emys Nicoleti Pictet: La Chaux-de-Fonds (Süßwasserkalk).
Emys scutella Mey.: Oehningen.
Trionyx Teyleri Winkler: Käpfnach, Herdern, Locle.

IV. Die Amphibien.

Literatur:

H. v. Meyer, Fossile Säugetiere, Vögel und Reptilien von Oehningen. 1845.

Amphibien sind bis jetzt fast nur aus Oehningen bekannt geworden. Hieher gehört vor allem die berühmteste Versteinerung Oehningens, der in mehreren z. T. fast vollständigen Skeletten erhaltene Riesensalamander Andrias Scheuchzeri Tschudi (Fig. 18), der von J. J. Scheuchzer im Anfange des 18. Jahrhunderts als „homo diluvii testis" zuerst beschrieben wurde. Dazu gesellt sich der Riesenfrosch Latonia Seyfriedi Mey., der dem brasilianischen Hornfrosch außerordentlich nahe steht, sowie zwei Kröten, Bufo Gessneri Tsch. sp. und Bombinator oeningensis Ag., die sich von unseren Feuerkröten und Unken schwer unterscheiden lassen. Andere Frösche sind im Stampien von Soulce gefunden.

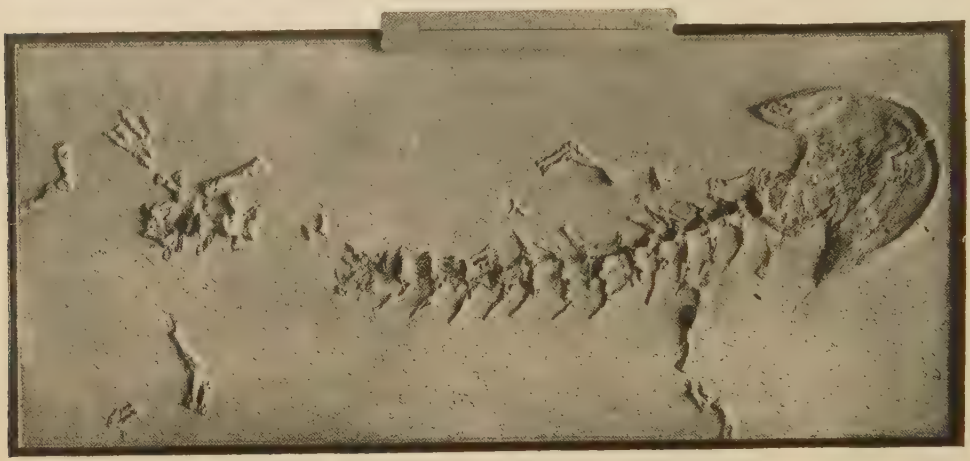


Fig. 18.
Andrias Scheuchzeri (Riesensalamander) von Oehningen (Expl. Museum Zürich).
($^1/_7$ der natürl. Größe.)

V. Süßwasserfische.

Literatur:

L. Agassiz, Recherches sur les poissons fossiles. Tome V, 1833—1843.

Süßwasserfische sind in dürftigen Resten (meist Schuppen und Gräten) schon an mancherlei Stellen gefunden worden. Zahlreiche und wohl bestimmbare Tiere hat erst Oehningen geliefert, im ganzen 32 Arten, die sich auf 15 Gattungen verteilen. Von letzteren ist eine einzige ausgestorben, und 12 Gattungen leben noch heute in den Gewässern der Schweiz, finden sich aber bis auf eine auch in den Mittelmeerländern und selbst in der tropischen und subtropischen Zone. Die beiden gefundenen Aal-Arten zeigen, daß der Oehningersee direkt mit dem Meer in Verbindung stand, während dem heutigen Bodensee wegen des Rheinfalls Aale fehlen.

Die reichste Familie der Oehningerfische sind die Karpfen mit 21 Arten. Hieher gehören die drei häufigsten Fische Oehningens: Leuciscus oeningensis Ag.; Leuciscus helveticus Wklr.; Leuciscus latiusculus Ag.

Die Gattung Leuciscus war schon im Miocän weit verbreitet, wie sie auch gegenwärtig in den Flüssen und Seen aller Weltgegenden anzutreffen ist.

Zu den größten Fischen Oehningens gehören die Hechte und die Schleien:

Esox lepidotus Ag.: großer Hecht, häufigste Art, 18—90 cm lang;

Esox robustus Wklr.: kürzerer Hecht;

Tinca magna Wklr.: Schleie, bis 30 cm lang.

Perca lepidota Ag., der Barsch Oehningens, ist auch am Gurnigel gefunden worden.

VI. Die Arthropoden.

Literatur:

O. Heer, Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oehningen und von Radoboj in Kroatien. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 1847, 1850, 1853.

O. Heer, Beiträge zur Insektenfauna Oehningens. Harlem 1862.

O. Heer, Urwelt der Schweiz. 2. Aufl. 1879.

Die Molasse ist sehr arm an Arthropodenresten mit Ausnahme des Süßwasserkalkes von Oehningen, der eine reiche Ausbeute geliefert hat.

a) Die Crustaceen.

Armadillo molassicus Hr.: eine Assel, im Tode kugelig zusammengerollt, Oehningen.

Cypris faba Desm.: ein kleiner Muschelkrebs, findet sich sehr häufig im Süßwasserkalk von Oehningen und Locle.

Gammarus oeningensis Hr.: ein Flohkrebs, Oehningen.

Eier von Daphnien (Buschelkrebsen): Oehningen.

Krebsreste sind hie und da in der Molasse gefunden worden (z. B. Schwamendingen bei Zürich). Von den echt marinen Balaniden abgesehen, sind es aber meist unbedeutende Bruchstücke. Nur Oehningen wiederum hat bestimmbare Spezies hinterlassen, die auffallenderweise zu den Garneelen oder Krabben, also fast ausschließlichen Meerestieren gehören. Besonders merkwürdig ist die Erdkrabbengattung Gecarcinus, die sich jetzt nur noch im tropischen Amerika unter dem Namen „Tulurlu" findet; sie lebt dort auf dem Lande und zieht einmal im Jahre in großen Scharen ans Meer, um die Eier abzulegen. Häufiger noch ist in Oehningen die Flußkrabbe Telphusa, ähnlich der einzigen Krabbe, die in Europa in Flüssen und Seen lebt. Die Garneelen erscheinen in der Art Homelys major Myr.

b) Die Arachniden, Spinnen

sind nur von Oehningen bekannt, in 28 Arten, fast alles Landformen, die zur Mehrheit in lebende Gattungen eingereiht werden können. Einige Arten sind mit denen des Bernsteines vom Samlande nahe verwandt.

Auch eine Milbe ist in Oehningen gefunden worden.

c) Die Insekten

sind in wunderbar zarter Erhaltung und einem erstaunlichen Reichtum in Oehningen versteinert worden. Heer kannte 844 Arten, aus der ganzen übrigen Molasse der Schweiz bloß 33 Arten; eine davon findet sich auch in Oehningen, so daß die Gesamtzahl der von Heer untersuchten Arten 876 ist (Geol. Sammlung Zürich).

Davon sind: Käfer 543 Arten, Orthopteren 20, Neuropteren 29, Hymenopteren 81, Schmetterlinge 3, Fliegen 64, endlich Rhynchoten 136 Arten.

Nicht nur nach Arten- sondern auch nach Individuenzahl überwiegen die Käfer weitaus; Heer kamen über 2500 Stück Käfer, aber nur 5 Stück Schmetterlinge zu Gesicht. Wie heute noch sind unter den Hymenopteren die Ameisen und unter den Fliegen die Mücken am häufigsten. Auch die Termiten waren verbreitet. Hummeln und Bienen fehlten nicht.

Entsprechend dem Überwiegen der holzartigen Gewächse in der Molasseflora sind die Holzkäfer viel stärker vertreten als heute; namentlich die Buprestiden gehören zu den schönsten und häufigsten Käfern von Oehningen. Überaus zahlreich sind die Wasserkäfer. Sie, wie die meisten Wasserinsekten, waren Raubtiere. Dagegen überwiegen unter den Käfern im allgemeinen wie in den Tropen der Gegenwart die pflanzenfressenden über die fleischfressenden Arten.

Von den über 800 Insektenarten Oehningens gehören nach Heer 140 ausgestorbenen Gattungen an; von den übrigen stehen viele den jetztlebenden so nahe, daß sie zum Teil wohl damit identisch sind. Unter den Käfern der Jetztzeit ist etwa ein Drittel Europa und Amerika gemeinsam, von den Käfern der Oehningerschichten aber sind mehr als zwei Drittel Amerikaner. Ferner mischten sich damals viele mittelmeerische Formen bei. Überhaupt hatte die Insektenwelt von Oehningen „mehr einen mittelmeerischen, weniger stark einen südlichen und einen amerikanischen Anstrich, als die Flora". Sie führte Heer zu dem Schlusse, daß namentlich die Winter zur Obermiocänzeit sehr milde, ozeanisch, gewesen sein müssen.

VII. Die Land- und Süßwassermollusken.

Literatur:

G. Maillard et A. Locard, Monographie des mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. Mém. Soc. paléont. Suisse, Vol. 18 und 19, 1892 und 1893.

Die Land- und Süßwasserschnecken der Molasse gehören durchweg zu lebenden Gattungen. Die Arten dagegen sind fast alle ausgestorben und ihre Nächstverwandten finden sich nicht mehr in unserem Lande, sondern in mediterranen, subtropischen und tropischen Gegenden.

Es sind folgende Gattungen vertreten (die häufigsten und bezeichnendsten durch den Druck hervorgehoben):

I. Schnecken: Testacella, Glandina, Oleacina, Vitrina, Limax, Archaeozonites, Patula, Hyalina, Strolibus, Nanina, Helix, Bulimus, Pupa, Clausilia, Stenogyra, Succinea, Auricula, Alexia, Cassidula, Ancylus, Limnaeus, Segmentina, Planorbis, Carinifex, Potamides, Melania, Melanopsis, Paludestrina, Bythinia, Gillia, Lithoglyphus, Vivipara, Valvata, Cyclophorus, Palaeocyclotus, Strophostoma, Cyclostoma, Otopoma, Tudora, Neritina, Theodoxia, Nematurella, Stalioia, Potamides.

II. Muscheln: Cyrena, Unio, Anodonta, Dreissensia, Pisidium, Sphaerium.

Die besten der sehr zahlreichen Fundorte liegen vorzugsweise in Süßwasserkalken sowie in den bituminösen und kalkigen Schichten, welche unsere Kohlen begleiten. Wir nennen von diesen Land- und Süßwassermollusken als die nach Verbreitung, Häufigkeit und stratigraphischer Bedeutung wichtigsten nur die folgenden:

Clausilia helvetica May.-Eym.: hauptsächlich obermiocän, leider selten (z. B. Bäretswil und Rüti bei Wald im Kt. Zürich, Baarburg bei Zug, Courfaivre im Bernerjura.

Melania (Melanoides) Escheri (Merian) Brogn.: besonders obermiocän; ihre nächsten Verwandten leben heute im tropischen Asien. Fig. 19.

Limnaeus pachygaster Thomae: häufig in der unteren Molasse.

Unio Lavateri, Münster: massenhaft in einer Schicht Oehningens.

Helix-Arten. Die Bestimmung der letzteren ist oft unsicher. Wir geben hier die Abbildungen der vier wichtigsten leitenden Helixarten mit den Artbeschreibungen nach Maillard:

Fig. 19.
Melania Escheri, Merian.

Helix (Pentataenin) Renevieri, Maillard — sarmatisch.

Schale klein, 7—9 mm hoch, konisch, Spitze abgeplattet, $4^1/_2-5$ Windungen, wenig konvex, Suturlinien eng untief; Anwachsstreifen, die erste Windung ausgenommen, breit und in Bündeln, gegen die Unterseite abgeschwächt. Mündung fast hufeisenförmig, Rand stark zurückgekrümmt und gegen die Columella verdickt.

Fig. 20.
Helix Renevieri, Maill. (natürl. Größe).

Helix (Camphylaea) insignis, Schübler — sarmatisch.

Schale groß, 20—22 mm hoch, konisch, Spitze abgeplattet, 5 Windungen, die erste flach, die folgenden immer konvexer, tiefe enge Suturlinien, Zuwachsstreifen ungleich, schmal, hie und da dichotom; Mündungsrand einfach, nur gegen die Columella etwas zurückgeschlagen, Mündung halbmondförmig.

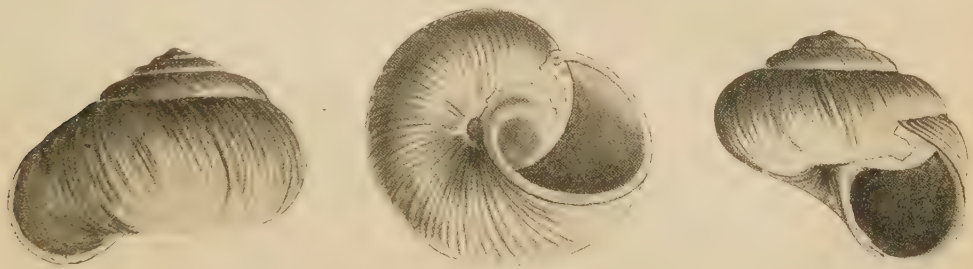


Fig. 21.
Helix insignis, Schübler (natürl. Größe).

Helix (Plebecula) Ramondi Brogn. — aquitanisch.

Schale groß, 20—22 mm hoch, konisch bis kugelig, Spirale flach, vor der Mündung leicht abgeplattet, sechs oft unregelmäßige konvexe Windungen durch tiefe Suturlinien getrennt, die letzte stark gebläht. Anwachsstreifen auf der ersten Windung fehlend, auf den folgenden vorspringend abgeplattet und durch enge Riemen getrennt, selten dichotom. Mündungsrand ganz, verdickt und zurückgeschlagen den Nabel zudeckend.

Fig. 22.
Helix Ramondi, Brogn. (natürl. Größe).

Helix (Coryda?) rugulosa Martens — stampisch.

Schale klein, 9—13 mm hoch, konisch, kugelig, Spitze flach, 5 schwachgewölbte Windungen von variablem Profil, Suturlinien tief. Anwachsstreifen deutlich breit und flach, regelmäßig bei ein und demselben Individuum, verschieden bei verschiedenen. Die letzte Windung plötzlich knieförmig umgebogen und sich verengernd. Mündung fast kreisförmig oder undeutlich viereckig. Rand unterbrochen, verdickt zurückgebogen, gegen die Columella verbreitert.

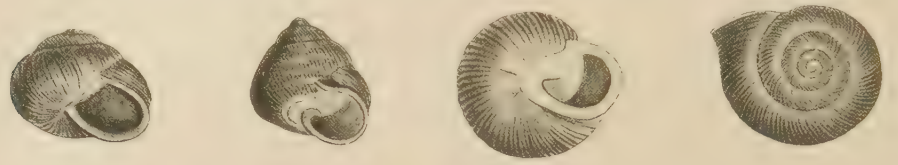


Fig. 23.
Helix rugulosa, Martens (natürl. Größe).

Zu den sarmatischen gesellen sich noch Helix Larteti, Leymeriana und laeviculata, letztere auch gefunden im Gips von Hohentwiel. Helix sylvana ist viel mit H. Renevieri verwechselt worden. Die richtige Sylvana ist untermiocän.

b) Die Meerestiere.

Literatur:

L. Agassiz, Recherches sur les poissons fossiles. Tome III. 1833—1843.
K. Mayer, Verzeichnis der Versteinerungen des Helvetian der Schweiz und Schwabens. Beilage zu Lief. 11 der „Beiträge". 1872.
K. Miller, Das Molassenmeer in der Bodenseegegend. Schriften d. Vereins f. Geschichte des Bodensees. Heft 7. 1876.
A. Gutzwiller, Tertiärbildungen der Umgebung von Basel. Verhandlg. naturf. Ges. Basel 1893.

1. Die marinen Wirbeltiere.

Unter den marinen Säugetieren (Waltiere und Delphine), deren Reste in der schweizerischen Molasse gefunden wurden, sind am häufigsten die Funde von Halianassa Studeri, einer Seekuh. Recht häufig sind die dickzylindrischen Rippen derselben im Muschelsandstein. Cyrtodelphis sulcatus, ein Delphin, ist nicht selten. Knochenfische dagegen sind recht selten und gehören den Gattungen Diodon, Labrus und Sparoides an. Eine Meerkatze, Ischyodon helveticus Eg., stammt vom Buchegg-berg. Die Rochen sind vertreten durch die Gattungen Zygobatis, Myliobatis, Aetobatis, Raja, Trygon.

Es sind besonders folgende Funde zu nennen:
Zygobatis Studeri Ag., Trygon, Myliobatis cfr. Owenii Ag.: Marbachgraben am Belpberg.
Zygobates Studeri Ag., Aetobates arcuatus Ag.: Muschelsandstein des Kanton Aargau.
Trygon (Raja) rugosa Probst (?)? Mägenwil.
Raja ornata Münster (?): Belpberg.
Sparoides Quenstedti Mey:

Recht häufig, stellenweise massenhaft, finden sich prachtvoll erhaltene Selachierzähne im Muschelsandstein. Die größtenteils schon von Agassiz unterschiedenen Arten derselben sind:

Lamna contortidens Ag., L. cuspidata Ag., L. denticulata Ag., L. dubia Ag., L. elegans Ag.
Oxyrhina Desori Ag., O. hastalis Ag., O. leptodon Ag.
Carcharodon Helveticus Mey., C. megalodon Ag., C. microdon Ag., C. polygyrus Ag., C. Turicensis Mey., C. turgidus Ag.

Hemipristis serra Ag.

Galeocerdo aduncus Ag., G. latidens Ag., G. minor Ag.

Notidanus primigenius Ag.

Unsere Figur 24 gibt die nach Stücken der Zürichersammlung gezeichneten Abbildungen der häufigsten Arten.

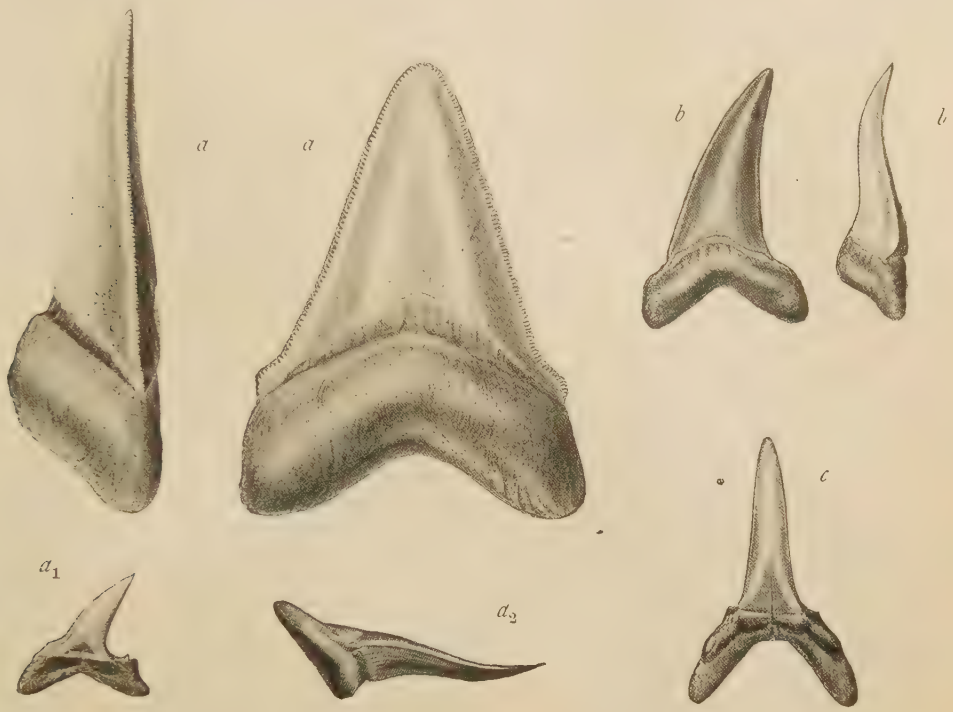


Fig. 24.

Die häufigsten Haifischzähne aus dem Muschelsandstein. *a a* Carcharodon megalodon, Ag. (3/4 natürl. Größe). — *b b* Oxyrhina hastalis, Ag. (3/4 natürl. Größe). — *c* Lamna cuspidata, Ag. Innenseite (natürl. Größe). — d_1 Lamna denticulata, Ag. Innenseite (natürl. Größe). — d_2 Lamna denticulata, Ag. Seitenansicht (natürl. Größe). (Gez. von Alb. Heim.)

2. Die wirbellosen Meerestiere.

Nicht-Mollusken sind spärlich. Die Helminthoidea molassica Hr. ist vielleicht als Wurmspur zu deuten. Auf Muschelschalen festsitzend findet man etwa die Kalkrohre der Serpulen. Krebse sind fast noch keine gefunden worden. Mayer führt namentlich Cancer Rietmanni May. an. Vom Belpberg stammen als neuere Funde Dorippe Fankhauseri Stud., Portunus Kisslingi Stud., Scalpellum Studeri Tièche und der Brachyure Osachila Fiedei Stud.

Viel häufiger sind Balaniden. Mayer erwähnt 6 Spezies von Balaniden; am wichtigsten ist darunter Balanus Fintinnabulum L., welche Art mit dem noch lebenden europäischen Balanus übereinstimmt. Sie findet sich bei St. Gallen und bildet am Bantiger bei Bern eine förmliche Balanidenbank; kleinere Arten stammen von Luzern und vom Belpberg.

Die Echinodermen, früher so häufig, sind in der Molasse auffallend selten geworden. Es sind kaum 10 Arten bekannt; alle sind ausgestorben, gehören aber zu noch lebenden Gattungen (Cidaris, Psammechinus, Scutella, Brissopsis, Eschino-

lampas usw.). Am häufigsten ist Scutella helvetica May. Bei Reiden im Kanton Luzern kommen mit Seesternen bedeckte Sandsteinplatten vor.

Die subjurassischen Muschelsandsteine und die subalpine Seelaffe sind erfüllt von Steinkernen von Foraminiferen; am häufigsten sind Polymorphinen und Globigerinen (Merian). In den Molasseschichten von Schwaben bilden nach Miller Bryozoen oft Kalkknollen, oft ganze Kalkbänke.

Die Mollusken.

Unter den marinen Mollusken sind die Cephalopoden nur noch in einer einzigen Art, Nautilus Aturi Bast., gefunden. Von den übrigen Mollusken, gegen 700 Arten nach Mayer-Eymar, jetzt wohl auf $^1/_8$ sich reduzierend, sind ungefähr die Hälfte Muscheln, die Hälfte Schnecken. Es dominieren die mediterranen Formen; ausschließlich nordische Formen fehlen. Dagegen finden sich noch viele tropische

Fig. 25.

Die häufigsten Mollusken der marinen Molasse. *a* Ostrea crassissima, Lam. — *b* Tapes helvetica, May. — *c* Cardium commune, May. — *d* Mactra triangula, Ren. — *e* Turritella turris, oben in sehr guter, unten in gewöhnlicher Erhaltung.

Typen, welche im heutigen Mittelmeer fehlen; solche sind die Schnecken Quiscia, Pyrula, Ficula, Delphinula, Tuzonia, Conus, Cypraea, Mitra, Cancellaria, Pleurotoma, Turritella, Turbo, Tritonium und die Muscheln Psammobia, Cytherea, Chama.

Die fünf allerhäufigsten marinen Mollusken unserer Molasse sind (Fig. 25):

Ostrea crassissima, Lam., eine riesige Auster, deren langgestreckte Schalen bis 30 cm messen und über 1 kg schwer werden. Bei Hütlingen am Belpberg bei Bern und bei Münsingen ganze Austerbänke bildend.

Cardium commune, May., dem lebenden, aber in der Molasse auch schon vorkommenden Cardium edule ähnlich, aber mit weniger Rippen (18—20 anstatt 20—22) und mehr schief nach hinten verlängert. Durchmesser 2—4 cm. Die Muschel ist überall häufig in unserer mittleren Molasse, aber gewöhnlich bloß als Steinkern erhalten, Schloß fast niemals sichtbar.

Tapes helvetica, May. (wohl richtiger helveticus) bildet namentlich bei Luzern von calcinierten Schalen strotzend gefüllte Bänke, ist aber auch im subjurassischen Muschelsandstein verbreitet.

Mactra triangula, Ren., ein kleines, dreiseitiges, vorn etwas abgerundetes, hinten zugeschärftes und an beiden Enden schwachgekieltes Müschelchen, ist besonders im subjurassischen Muschelsandstein häufig, bei Zimmerholz im Höhgau sogar fast in jedem Handstück zu treffen.

Turritella turris, Bast., eine spitz turmförmige Schnecke, kommt in unserer Molasse gleichwie bei Bordeaux und im Wienerbecken massenhaft vor, oft allerdings auch nur als Steinkern. Sie ist die häufigste Schnecke unseres Molassemeeres.

Weitere sehr häufige Mollusken sind Pecten Herrmanseni Dunk., Pinna Brochii d'Orb., Arca Turonica Duj., Cardium hispidum Eichw., Cardium lapicidinum May., Tapes vetula Bast. (Venus), Donax lucidus Eichw., Lutaria sanna Bast., Pandora inaequivalvis L. (Solen), Corbula gibba Oliva (Tellina), Bithynia acuta Drap. (Cyclostoma).

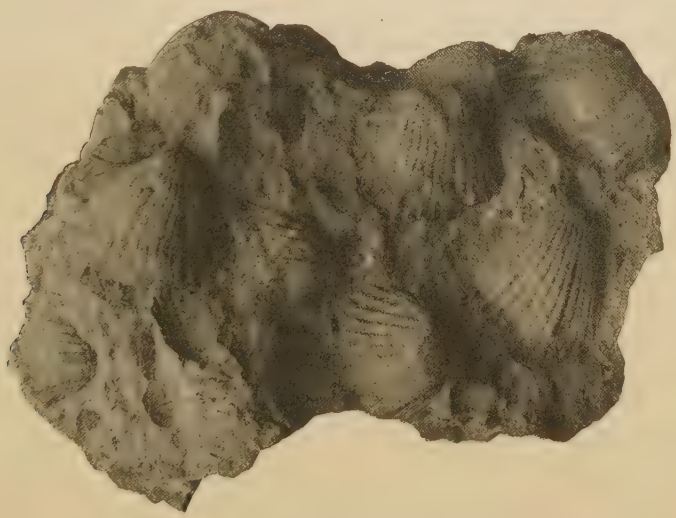


Fig. 26.
„Seelaffe", Bänke von Muschelsandstein mit Cardium commune.

Wir verzichten darauf, die ca. 350 Muschel- und 300 Schneckenarten, die von Karl Mayer bestimmt und vielfach auch benannt worden sind, hier aufzuzählen, sie stehen in Revision und Reduktion;

Dislokationsdeformation hatte neue Arten vorgetäuscht. Wir geben nur noch (Fig. 26) das Bild von einem aus einer Cardiummuschelbank geschlagenen Stück.

Bohrmuscheln fanden sich in zum Teil noch lebenden Arten:

Saxicava arctica L.: St. Gallen.

Panopaea Menardi Desh.: Längenberg bei Bern in ganzen Bänken, Eriz, Luzern, St. Gallen.

Pholas cylindrica Sow.
Pholas rugosa Brocch. } in der Molasse häufig (vgl. Fig. 2).

Teredo norwegica Spgl., hat wohl schon zur Molassezeit das Holz angebohrt.

Petricola lithophaga Retz., hat oft Gerölle der Nagelfluh angebohrt.

Anhangsweise sei hier nochmals auf die früher (Fig. 8) beschriebenen und abgebildeten „Schraubensteine" hingewiesen.

4. Klima der Schweiz zur Molassezeit.

Literatur:

O. Heer, Die „Urwelt der Schweiz". 2. Aufl. 1879.

Pflanzen und Tiere führen übereinstimmend zum Ergebnis, daß das Klima unseres Landes in der Molassezeit ein subtropisches ozeanisches gewesen ist.

Gründe: Viel größerer Reichtum an Pflanzen und Tierarten als jetzt. Große Mannigfaltigkeit in den Phanerogamen. Die Schmetterlingsblüter die artenreichste Pflanzenfamilie. Zurücktreten der Kräuter, Vorherrschen der Holzgewächse. Überwiegen des Immergrünen. Nächste Verwandte der Molassepflanzen jetzt lebend in Tropen und Subtropen. Vorkommen von Palmen. Reichtum pflanzenfressender Waldkäfer. Krokodile, Schlangen, große Schildkröten, Tapir, Nashorn, Affen wie in warmen Zonen. Meertiere z. T. von südlicherem Charakter als jetzt im Mittelmeer.

Durch Vergleichung pflanzenführender, übereinanderliegender dünner Steinplatten in Oehningen und Schrotzburg hat Heer denselben jahreszeitlichen Wechsel nachgewiesen, wie er die Pflanzenwelt subtropischer Gebiete heute beherrscht. Er verglich das Klima der älteren Molassezeit mit dem jetzigen Klima von Louisiana, Canaren, Nordafrika, Südchina mit 20—21° C mittlerer Jahrestemperatur, dasjenige der jüngeren Molassezeit mit Madeira, Malaga, Südsizilien, Südjapan, Neugeorgien mit 18—19° Jahrestemperatur. Gewiß hat Heer zu großes Gewicht auf die mittlere Jahrestemperatur statt auf die Minimaltemperatur gelegt. Klima, Urwald und Tierwelt der Schweiz waren in der Molassezeit so wie in den ozeanischen subtropischen Zonen der heutigen Erde. Es war vielleicht nur wenig wärmer als jetzt, aber dazu sehr feucht und viel gleichmässiger. Die Molasseflora erinnert sogar an das jetzige Neuseeland und Patagonien, wo, infolge von Nässe und Gleichmäßigkeit selbst im gemäßigten Klima immergrüne Pflanzen bis an die Baumgrenze gehen. Die Molasse-Tiere verlangen höhere Temperatur.

V. Tektonik der Molasse.

Leopold von Buch und Ebel waren zu der Annahme gelangt, die Molasse (Sandsteine) des Mittellandes liege nördlich auf Jura, südlich sei sie durchweg von der jüngeren Nagelfluh flach überlagert, und erst mit den alpinen Gesteinen

folge dann stärkere Dislokation. B. Studer beobachtete die ersten Antiklinalen in den Molassezonen selbst ohne gewölbeförmig deckende Umbiegung, und Necker nahm 1841 Verwerfungen in der Molasse an. J. C. Escher v. d. Linth erkannte zuerst, daß am Alpenrande ältere Gesteine über die Molassenagelfluh aufgeschoben liegen. Arnold Escher v. d. Linth hatte diese Erscheinung dann 1847 sehr genau verfolgt. C. Brunner (Stockhorn, Denkschriften 1857) findet, der Alpenrand sei wie die Eisschollen eines Eisganges über die jüngere Molasse geschoben. Seither ist sehr viel über die Tektonik der Molasse beobachtet und geschrieben worden, ohne daß wir zu einem abschließenden Bilde gelangt sind.

Die mittlere Zone des Molasselandes bildet einen Streifen mit ganz flacher Schichtung, der im Osten in der Bodenseeregion 30—40 km breit ist, in der Region von Zürich und Bern vor dem hier sich einstellenden Kettenjura auf ca. 25—20 km sich verschmälert, in der Nähe des Genfersees auf 15—10 km zusammengeht und ca. 15 km SW von Genf durch Verschmelzen von Jura und Alpen verschwindet. In dieser Mittelzone beobachtet man hie und da Fallen der Molasse gegen NW um ein oder wenige, bis auf etwa fünf Prozent. Man kann nicht immer unterscheiden, was ursprüngliche torrentielle Schieflagerung ist und was Dislokation. Da wir im Molasseland marine Schichten horizontal gelagert bis gegen 1000 m Meerhöhe finden (Belpberg 790 m, Fultigen 926 m, Guggern 977 m), so muß das ganze Gebiet eine relative Hebung erfahren haben, und es wäre gewiß sonderbar, wenn dieselbe ohne Unregelmäßigkeiten, ohne geringe Verstellungen vor sich gegangen wäre. Zunächst hat es den Anschein, daß die Gesamthebung im Westen stärker war als im Osten, indem wir z. B. in den Umgebungen von Bern die marine Molasse bei über 800 m, in den Umgebungen von Zürich erst unter 400 m finden. Allein einmal ist es noch nicht entschieden, wie weit ein großer Teil der Züricher Süßwassermolasse gleichaltrig ist mit der Berner Meeresmolasse, und sodann können auch die Süßwasserabsätze in den Deltalagunen ursprünglich nicht 400 m höher gebildet worden sein, als das Meerniveau. Da diese Süßwasserbildungen jetzt auch horizontal geschichtet auf 800 und bis gegen 1000 m reichen, so ist wohl auch für die östliche Molassemittelzone eine ähnliche Gesamthebung anzunehmen wie für die westliche. Da die Molasse ursprünglich über den ganzen Jura vor dessen Faltung transgredierte, ist sie auch im ganzen Juragebirge in dasselbe hineingefaltet. Im Gegensatz dazu war die Molasse für die Alpen stets nur eine Randbildung; sie ist deshalb nicht in die Alpen eingefaltet, sondern nur an deren Rande zusammengestoßen, überbrandet und überschoben worden.

Die flachgelagerte Molassemittelzone wird also von Zonen mit gestörter Schichtlage begleitet. Wir werden hier besprechen:

1. Molassefaltung des Juragebirges;
2. schwarzwäldische Molassehebung;
3. subalpine Molassedislokation;
4. Alter der Molassedislokation;
5. Südrand der subalpinen Molasse;
6. alpine Randabsenkung in der Molasse;
7. Altersfolge der Erscheinungen.

1. Molassefaltung des Juragebirges.

Literatur:

E. Baumberger, Über die Molasse im Seeland und im Bucheggberg. Verh. naturf. Ges. Basel, Bd. 15. 1904.
F. Mühlberg, „Beiträge" Spezialkarten 25, 31, 45, 67, 73 und Erläuterungen.
R. Martin, Die untere Süßwassermolasse der Umgebung von Aarwangen. Eclog. Vol. IX, 1906.

In der Zeit, da man sich noch alle Gebirgsbildung möglichst alt dachte und die Denudation in ihrer Bedeutung unterschätzte, zeichnete man Profile durch den Jura, wo in den Mulden des Jura als in isolierten Becken die Molasse horizontal gelagert an den steilschichtigen Rändern der Juraketten abstieß. Dazu hatte auch vielfach der Umstand verleitet, daß man in den mittleren Teilen der Juramulden wohl Molasseaufschlüsse mit flacher Lagerung oft sehen konnte, während die Ränder der Molassebecken gegen die Juraketten vom Schutt der letzteren weithin verhüllt sind.

Heute erkennen wir nicht nur aus der faziell im ganzen einheitlichen Ausbildung der Molasse vom Mittelland durch den ganzen Jura, daß die Ablagerung zusammenhängend gewesen sein muß, wir wissen nun auch, daß überall, wo gefaltete Juraschichten mit Molasse aufgeschlossen sind, die Molasse beinahe oder völlig so stark dislociert ist, wie das unterliegende Juragebirge. Die Molasse bedeckte den ganzen Kettenjura, und ist mit diesem gefaltet. Sie ist dann auf den zuerst exponierten Gewölberücken zuerst abgewittert worden und fast nur noch in den Mulden erhalten geblieben. Über diese innerjurassische Molasse haben wir im Abschnitt „Tektonik des Juragebirges" näher zu reden. Hier besprechen wir zunächst nur die zum Juragebirge randliche Molassedislokation.

Der Kettenjura steigt relativ plötzlich gleich mit hohen Gewölben aus dem Molasselande auf. Aber sein Südrand ist doch nicht durch eine einzige lange Gewölbefalte gebildet. Verschiedene Falten lösen sich ab, südlichere löschen gegen Osten aus, und in der Lägern bildet nicht die südlichste, sondern die nördlichste Falte den östlichsten Ausläufer. Die nach Osten auslaufenden und untertauchenden Faltenenden biegen meistens im Streichen gleichzeitig etwas rechts ab, sie krümmen sich gegen E oder SE ab. Sodann hat der Jura auch einige kleine südliche Vorfalten, so bei Gex, La Sarraz, Chamblon-Fignerelles, Solothurn und Aarburg (Bornkette). Diesen Verhältnissen schmiegt sich die Molasse an. Wir finden infolge davon (verglichen Taf. V):

a) Molassegewölbe von einigen Kilometern Länge als Fortsetzung auslaufender Juragewölbe.

Amsler weist auf einige gegen SE abgekrümmte Ausläufer der Juraketten bei Olten, bei Schönenwerd, von Erlinsbach südlich Aarau bis Suhr, welche sich noch mit schwachen kurzen, gegen SE auslaufenden Antiklinalen in der Molasse umgeben.

Hierher zählt ferner das ausgesprochene Molassegewölbe, welches bei Brunegg die dort gegen ESE gedrehte Kestenbergkette ablöst und fortsetzt. Nach Amsler streicht es südlich Mellingen, nach anderer Auffassung ist ihm die deutlich im Reußbord nördlich der Eisenbahnbrücke von Mellingen zu beobachtende Molasseantiklinale zuzuschreiben. In der Orographie der Landschaft ist nichts zu sehen, und eine Kontinuität der Beobachtung ist bei der starken Diluvialbedeckung unmöglich.

Es folgt die „Neuenhoferantiklinale" (Oppliger). Vielleicht ist dieselbe die Fortsetzung der Antiklinale nördlich der Bahnbrücke bei Mellingen, vielleicht eine neue Antiklinale, die sich vom Jura bei Birmensdorf gegen ESE absplittert. Der Scheitel dieses Molassegewölbes verläuft über Oberforst, Neuenhof und Würenlos. Im Kern ist noch bei Würenlos untere Süßwassermolasse entblößt. Der Nordschenkel zeigt südlich Seminar Wettingen 40° N-Fall, der Südschenkel in einem verlassenen Steinbruch im Buchwald bei Fislisbach 30° S-Fall. Die Entfernung vom Ende des Juragewölbes bei Brunegg bis zum Auslaufen östlich Würenlos beträgt, falls alles die gleiche Falte ist, etwa 15 km.

Der gesamte Kettenjura endigt in der Lägern östlich unter Regensburg. In der Molasse zieht ein sanfter Gewölberücken noch weiter. Er ist deutlich ausgesprochen in antiklinaler Schichtlage am Eschenberg bei Niederglatt und verschwindet nach 8—10 km zwischen Bülach und Oberglatt. Bei Embrach ist nichts mehr zu finden.

b) Molassegewölbe als Ausläufer der südlichen Juravorfalten.

Die Falte des Mormont bei La Sarraz verschmilzt westlich trotz ihrer sonderbar quer abirrenden Streichrichtung in den Kettenjura, könnte also auch unter a (oben) gestellt werden. Westlich macht sie sich im Molasseland noch etwa 5 km weiter bemerkbar. Sie ist bei Goumoëns-le-Jux nochmals in einem Molassefenster zu sehen.

Die Vorfalte von Solothurn ist an ihren Enden mit Diluvium verhüllt, keine Molasse entblößt.

Die bedeutendste Vorfalte des Jura, der Born, macht sich gegen Westen 16 km über die Juraentblößung hinaus bis an den Aaredurchschnitt unterhalb Wangen geltend; gegen Osten dagegen ist etwelche Schiefstellung der Molasseschichten in Anlehnung an diese Kette kaum 2 km weit zu spüren.

c) Einige sanfte reine Molassegewölbe, südlich dem Jura vorgelagert, sind wahrscheinlich die Reaktion auf noch nicht entblößte, in der Tiefe liegende kleine Juravorfalten oder durch ein Anschieben der Molasse an den Jura bedingt. Sie sind von geringer Bedeutung.

Hierher zählt ein sanftes Molassegewölbe, welches südlich des Neuenburgersees von Schardt notiert worden ist.

Im subjurassischen Seelande und am Bucheggberg ist eine sanfte, dem Jura parallel streichende Aufwölbung der Molasse bemerkbar. Die Schiefstellung der Schichten beträgt meistens nur 10—20°, im Maximum 40°. Zwischen dem Jura und dem ersten dieser Molassegewölbe läuft eine Einbiegungszone (Synklinale) über Bielersee, Zihlkanal, Aaretal NE Büren. Zum ersten Molassegewölbe steigen die Schichten im Jensberg und Bürenberg südlich hinauf. Der Rücken verläuft südlich Büren gegen Lyss. Die zweite sehr sanft ausgesprochene Synklinale geht SE Schnottwyl. Der zweite Gewölberücken streicht dem Südrande des Bucheggberges entlang (Baumberger, naturf. Ges. Basel XV. Taf. VI).

Der westlichen Fortsetzung des Borngewölbes in der Molasse ist, südlich der Aare streichend, noch ein paralleles Molassegewölbe im Wynauberg angestaut. Maximalfall der Schichten 45°. Es streicht von Aarwangen NE bis Wynau und Wolfwil (Martin, Eclogae IX. 1). Noch weiter südlich ist bei St. Urban-Langenthal ein drittes Molassegewölbe in diesem Querprofil durch NE fallende Schichten angedeutet.

An diese Vorkommnisse schließt sich vielleicht auch die Erscheinung an, daß im Stadtbezirk Bern SE Fallen der Molasse bemerkbar ist, während am Belpberg und am Längenberg eine Synklinale mit wenigen Graden Schenkelschichtenfall im Alpenstreichen bemerkt wird (Baltzer).

Mitten aus der Molasse zwischen Alpen und Jura taucht außerhalb schweizerischen Gebietes, südlich Genf gelegen, der Salève auf als ein schief nördlich alpenartig übergelegtes Gewölbe von Jura und Kreide. An der Arve bei Annemasse taucht der Jura- und Kreidescheitel unter die Molasse, der Rücken setzt sich aber als Molassegewölbe gegen NE fort, schneidet schief den Lemansee und ist bei St. Sulpice westlich Lausanne noch durch SE fallende Schichten angedeutet (Renevier). Dann erlöscht diese Falte oder wird von der subalpinen Hauptantiklinale, die einige Kilometer südöstlicher liegt, abgelöst(?) oder vielleicht direkt fortgesetzt(?).

d) Molasseaufrichtung längs des Jurarandes. Die hauptsächlichste jurassische Molassenfaltung ist diejenige entlang des Jurarandes. Die Auf-

schlüsse sind spärlich, aber, wo vorhanden, ganz klar. In Wasserfassungsstollen am Südrand der Lägern, in den Fundamenten des Limmatstauwehres oberhalb Baden sah man die Molasse nordwärts an den Jura hinaufsteigen. Einen der schönsten Aufschlüsse hat die Bötzbergbahn geschaffen. In tiefem Einschnitt entblößt sie zwischen Villnachern und Schinznach SW Brugg die Grenze. Den vertikalgestellten W—E streichenden Malmkalken folgt nur wenig Bohnerzton, dann sofort die ebenfalls steilen bunten Molassemergel und Sandsteine. Die beiden so ungleichalten Schichtsysteme stoßen in ganz spitzem Winkel von nur wenigen Graden, der der ursprünglichen Transgression der Molasse entspricht, aneinander und sind offenbar miteinander gleichzeitig und in gleichem Maße aufgerichtet worden. Alle jüngeren Molasseschichten folgen konkordant, und der Schichtfall vom Jura weg nimmt ganz allmählich ab. Diese Stelle freilich gehört dem Nordrande des Kettenjura, der Zone zwischen Ketten- und Plateaujura an, zeigt aber eben die Gleichförmigkeit in der Lagerung von Jura und Molasse. Bei Aarburg an der Aare, bei Oensingen, Lengnau, nahe am Nordeingang des Weißensteintunnels, bei Pieterlen östlich Biel und noch an manchen Orten ist der Kontakt der Jurazone mit der Molasse von verschiedenen Forschern beobachtet worden. Oft liegt Bolus zwischen beiden, hie und da (Weißensteintunnel Nordportal, Rollier, Buxtorf) liegen überdies noch eocäne (unteroligocäne?) Süßwasserbildungen dazwischen, aber ausnahmslos sind die Molasseschichten den nach Norden steil sich aufwerfenden Juraschichten konkordant. Im besondern ist noch zu beachten, daß dies nicht nur für die ältesten Molasseschichten zutrifft, sondern daß auch die aufliegenden sukzessive jüngeren Schichten der Molasse nicht schwächer disloziert, sondern den älteren überall gleichförmig anliegend gefunden werden, wo sie in der Nähe des Jura erhalten geblieben sind. Aus allen den genannten Erscheinungen der Molasselagerung am Jurarande folgt mit Sicherheit, daß die Auffaltung des Jura jünger ist als die Ablagerung der gesamten Molasse, also jünger als sarmatisch; sie ist pontisch und pliocän.

Die Zone der jurassisch aufgerichteten Molasse am Südrande des Jura ist nicht breit. Bald werden die Schichten nach dem Mittellande hin flacher; schon 10 km vom Jurakontakt sind sie wieder horizontal.

Am Nordrand des Kettenjura, in der Grenzregion gegen den Plateaujura, liegen die Jurafalten über den letzteren hinüber bald mit erhaltenen, bald mit zerissenen oder abgescheerten Mittelschenkeln. Hier treffen wir auch die Molasse in diese liegenden Falten eingewickelt, Trias und Jura auf Molasse überschoben oder überfaltet.

Im Innern der Juraketten ist die Molasse ebenso durchweg gleich oder beinahe gleich wie der Jura gefaltet. — Darüber Abschnitt: Juragebirge Tektonik.

2. Schwarzwäldische Molassehebung.

Der Tafeljura vom Baselland durch den nördlichen Aargau und Schaffhausen bis an die schwäbische Alb ist Folge schwarzwäldischer Hebung. An vielen Orten treffen wir die Molasse noch als Decke auf den Juratafeln liegend und wie diese gegen den Schwarzwald sanft ansteigend. Nahe östlich Basel steigen die Jura- und Triasschichten mit 55‰, bei Laufenburg mit 57‰, bei Stühlingen am

Randen nach der geologischen Karte von F. Schalch mit 38,5‰ gegen den Schwarzwald nördlich bis nordwestlich an, und die gleiche Aufrichtung hat durchweg die darüber fast gleichförmig aufliegende Molasse erfahren. Die mehr oder weniger N—S verlaufenden und dem Schwarzwalde zugehörenden Verwerfungen im Tafeljura treffen im allgemeinen nur die Juraunterlage; die Molasse ist meistens nicht mit verworfen, sondern sie gleicht die Unebenheiten der unterliegenden Dislokationen aus. Diese Verwerfungen sind also meistens älter als die Molasse. Dagegen folgt an der Ost- und Nordostkante des Randengebirges ein großer Verwerfungsbruch, der Einbruch der Höhgauregion, der jünger ist als die Molasse, der die Molassebildungen auf langer Linie versenkt und zum Abstoßen an den Bruchwänden des Jura gebracht hat. Die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt bei Opfertshofen ca. 70 m, im Biberntal bis über 200 m.

Näheres über die Tektonik des ganzen Tafeljura folgt im Abschnitt Juraregion.

In den letzten Jahren sind — allerdings außerhalb der Schweiz — in der Umgebung des Bodensees eine ganze Anzahl sehr merkwürdiger Verwerfungen gefunden worden (Schalch, Schmidle, Deecke), welche Ausläufer der Höhgauereinsenkung zu sein scheinen und am ehesten zum Verwerfungssystem Schwarzwald-Alb gerechnet werden können. Sprunghöhen von 60—150 m sind an den Molassestufen nachzuweisen. Eine der Verwerfungen läuft dem Nordrand des Überlingerseearmes entlang. Marine Molasse und untere Süßwassermolasse stoßen an oberer Süßwassermolasse ab; die Sprunghöhe beträgt ca. 150 m. Die Seebildung wird damit in Verbindung gebracht, indem die Höhgauersenkung hier grabenförmig in den See fortsetzen soll. Der Deckenschotter, der am Schienerberg auf 700 m reicht und sich zwischen dem Zellersee und dem Überlingersee abermals in derselben Höhe findet, ist dazwischen in der Umgebung von Radolfzell auf 430—500 m mit der ihn tragenden oberen Süßwassermolasse abgesunken. Ja sogar die Würmmoränen bei Kreuzlingen sollen rückläufig, das postglaciale Delta der Insel Reichenau soll schief gestellt worden und die Bändertone bei Konstanz grabenförmig eingesunken sein. Die starken Erdbeben vom 16. November 1911 und 20. Juli 1913 sollen ebenfalls diese Brüche nachweisen lassen. Es sind ihrer eine ganze Anzahl (Nordseite Schienerberg, Nordrand Überlingersee, Göhrenberg-Mersburg, Insel Mainau).

Im schweizerischen Gebiete des Molasselandes konnten bisher so junge Verwerfungen noch nirgends nachgewiesen werden. Eine genaue kartographische Aufnahme dieser merkwürdigen so jungen Dislokationen wird von hohem Werte sein (vgl. Schmidle, Verhandl. schweiz. naturf. Ges. Frauenfeld 1913).

3. Subalpine Molassedislokation.

Übergang von flacher Molasse in die alpin aufgerichtete, Antiklinalen und Synklinalen, geometrisch und geologisch, Gewölbeumbiegungen und Muldenumbiegungen, schief gestellte Antiklinalen und Synklinalen. Fehlende Symmetrie beiderseits der Hauptantiklinale, Beobachtungen von Rollier, Baumberger und Gerber. Molassetektonik im Gegensatz zur alpinen, ihre mechanischen Probleme. Die tektonischen Linien der subalpinen Molasse, ihr Verlauf. Windschiefer Verlauf. Andere Molassetektonik westlich der Aare, Äquivalenzen. Stellen mit sichtbaren Umbiegungen, Gewölben und Mulden. Antiklinale im Rikentunnel. Doppellagerung der Nagelfluh am Alpenrande unwahrscheinlich, keine Verwerfungen.

Literatur:

B. Studer, Beiträge zur Monographie der Molasse. 1825.
F. J. Kaufmann, Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. Denkschr. d. schweiz. naturf. Ges. Bd. 17. 1860.
F. J. Kaufmann, Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. „Beiträge" Liefg. 11. 1872.
A. Gutzwiller, Molasse und jüngere Bildungen auf Dufourblatt IX. „Beiträge" 14. Liefg. 1877.
F. J. Kaufmann, Emmen- und Schlierengegenden. „Beiträge" 24. Liefg. 1. Teil. 1886.
E. Renevier, L'axe anticlinale de la molasse aux environs de Lausanne. Eclog. Vol. VII. 1902.
L. Rollier, Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes etc. Denkschr. d. schweiz. naturf. Ges. 1911.
E. Baumberger in geol. Karte des Vierwaldstättersees. „Beiträge", Spezialkarte 66.
E. Gerber, briefliche Mitteilungen an den Verfasser.

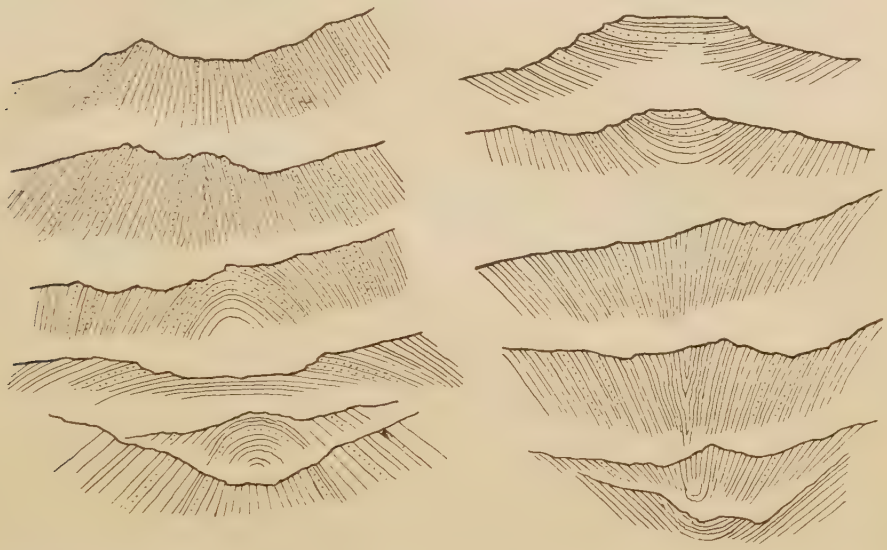
Wir gehen mitten aus dem flach geschichteten Molasseland gegen S oder SSE nach dem Alpenrand: Schon in 15—25 km Entfernung vom Südrand der Molasse treffen wir zuerst auf eine ungleich breite zusammenhängende Zone, in welcher die Molasseschichten sanft — 0 bis 15° — gegen die Alpen einfallen. Als von den Deltaflüssen der Alpen gebildet, kann diese Lagerung nicht ursprünglich sein. Das ist die unter 6. besprochene alpine Randabsenkung der Diluvialzeit. Wir lassen sie jetzt noch außer Betracht. Die Molasseschichtung erholt sich wieder von diesem Südfall und wird flach. Der Übergang kann allmählich oder rasch und plötzlich sein. Weiter alpenwärts noch 8—18, gewöhnlich 13 km vom Molassesüdrand entfernt, fangen die Schichten an sich gegen S aufzurichten, oft ganz allmählich (Zürcheroberland, Untertoggenburg), oft rasch aufknickend (an der kl. Emme, W. Luzern). Vom Bodensee bis nahe an die Aare verfolgen wir zusammenhängend die Zone mit nach N oder NNW fallender Molasse in ausgeprägten Isoklinallandschaften. Schritt für Schritt wird näher den Alpen der Schichtfall steiler, dann senkrecht; dann wendet er sich gegen Süden. Wir haben eine Zone, welche in der Schichtlage das Bild eines nach unten halb geöffneten Buches mit dem Rücken nach oben zeigt. Die Linie der senkrechten Schichten, von welcher die Schichten beiderseits wegfallen, heißt Antiklinale. Alpeneinwärts der ersten Molasseantiklinale folgen vorherrschend gegen die Alpen, also SSE einfallende Schichten, wobei aber der Fallbetrag oft rasch und auffallend ändert. In manchen Querprofilen richten sich südfallende Schichten weiter alpeneinwärts abermals auf, es kommt eine zweite Linie mit senkrechter Lage und südlicher daran angelehnten nordfallenden Schichten zustande. Ein Buch, halb geöffnet mit dem Rücken nach unten, gibt ein Bild der Schichtlage in dieser Zone. Weil die Schichten von beiden Seiten gegen die Linie der senkrechten Schichten einsinken, nennen wir diese Linie Synklinale. Antiklinalen und Synklinalen streichen wie die Schichten und die Schichten im ganzen wie die Alpen, aber etwas einförmiger, geradliniger als deren Nordrand; wir haben es mit alpiner Dislokation zu tun.

Hier haben wir zunächst die Worte Antiklinale und Synklinale rein geometrisch genommen. Leider gelingt es in der Zone der subalpin dislozierten Molasse nicht immer, durch sichere Altersunterscheidung der Schichten die geologische Bedeutung der Antiklinalen und Synklinalen zu erkennen. Wir vermuten in den geometrischen Antiklinalen auch geologische Antiklinalen, d. h. einen Aufbruch der ältesten Schichten

des Systemes, die beiderseits symmetrisch von den jüngeren begleitet werden. Wir vermuten in den Synklinalen eine Einlagerung der jüngsten Schichten der Region, die beiderseits symmetrisch von den älteren begleitet werden. (Fig. 27.)

Diese Vermutung bestätigt sich teilweise, indem tatsächlich auf der nördlichen wie auf der zweiten Antiklinalzone, deutlich vom oberen Entlebuch bis an den Rhein, die vorherrschend roten aquitanischen Mergel oder ihre Stellverteter: graue Schiefermergel und östlich der Linth Kalksandsteine mit roten Mergeln entblößt sind. Rote Mergel finden sich in der Molasse noch in manchem andern Niveau, aber mehr in vereinzelten Bänken. Hier handelt es sich um den großen Zug der durch spärliche Fossilien (Cardium Thunense, Corbula Henkelisini) charakterisierten Aquitanmergel und Sandsteine. Die Synklinalzonen werden meistens aus Nagelfluh und am gewöhnlichsten aus bunter Nagelfluh gebildet. Im großen ganzen sind also

Fig. 27.
Querprofile verschiedener Formen aufrechter Antiklinalen und Synklinalen.



wohl die geometrischen auch zugleich geologische Antiklinalen und Synklinalen. Es gibt aber auch Ausnahmen.

Wenn wir gewisse Antiklinalen und Synklinalen im Streichen verfolgen, kommen wir zur vollen Gewißheit ihrer Faltennatur. Wir treffen auf Stellen, wo eine Antiklinale, dem Rücken des Buches im vorigen Bilde entsprechend, überwölbt ist von einem Gewölbedach mit oben horizontalen Schichten über den im Kern vertikalen. Die Antiklinale gibt sich zu erkennen als Gewölbe, dessen Umbiegung meistens durch Verwitterung zerstört, nur an einzelnen Stellen erhalten, oder im Kern zu spitzwinkliger Knickung zusammengedrückt ist. Schneidet ein Tal recht tief in eine synklinale Zone ein, so finden wir dort oft muldenförmige Umbiegung, sogar in prachtvoll kreisbogenförmig geschwungener Profillinie, mit horizontalen Schichten unter den steilen. In der Regel liegen Stellen, wo Muldenumbiegungen zu erwarten wären, tief im Boden, so daß wir sie nicht sehen. Sie entsprechen dem Rücken des nach

oben geöffneten Buches. Antiklinalen wie Synklinalen können in horizontalen wie in vertikalen Schichten sich zeigen. (Fig. 27.)

Leider ist der Gewölbeschluß gerade bei den Hauptantiklinalen selten, sie sind meistens offen. Viel eher finden wir synklinalen Muldenschluß zwischen den Antiklinalen erhalten.

Immerhin sind wir glücklich, daß der Wechsel im Fall und der Stellung der Schichten in der subalpinen Molasse durch die gelegentliche Erhaltung von Gewölbeumbiegungen und Muldenumbiegungen doch erwiesen ist als eine Faltung der Molasse, so oft auch dabei die Gewölbe tatsächlich schon durch die Faltung bei gleichzeitiger starker Erosion aufgebrochen sein mögen (Scheitelbrüche).

Wenn nun die Schichten im Profil einen nach unten geöffneten Fächer bilden, dessen Mittellinie nicht völlig senkrecht, sondern schief steht, so reden wir von einer schiefen antiklinalen Zone, und wenn ein nach oben sich öffnender Fächer schief steht, so sprechen wir von schiefer Synklinale oder schief einfallender Synklinale. Das Bezeichnende von Antiklinale und Synklinale bleibt auch bei schiefer Stellung bestehen: Die Antiklinale ergibt im Querprofil einen nach unten offenen, die Synklinale einen nach oben offenen Winkel der Schichten. (Fig. 28.)

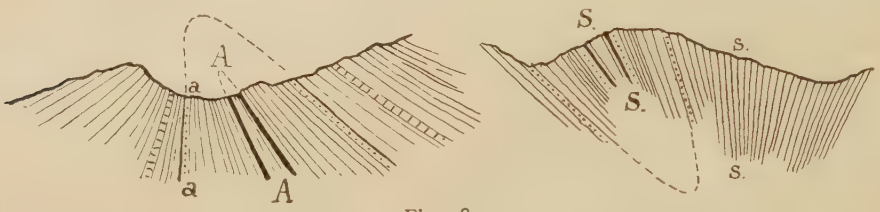


Fig. 28.

Querprofile schiefer Antiklinalen und Synklinalen.

a — a = geometrische Antiklinalebene | s — s = geometrische Synklinalebene
A — A = geologische Antiklinalebene | S — S = geologische Synklinalebene.

Alpeneinwärts folgen in der Molasse oft hinter der ersten Antiklinale eine Synklinale, dann eine zweite, sogar eine dritte in der Regel schiefe Antiklinale mit zwischenliegender ebenfalls schiefer Synklinale. Die Antiklinal- und Synklinalebenen fallen südlich ein, die Gewölbe liegen harmonisch zum Gesamtcharakter der Alpen nördlich über. Wir könnten indessen die Existenz dieser schiefen Antiklinalen und Synklinalen doch kaum feststellen, wenn wir auf die geologische Altersbestimmung der Schichten, älteste Schicht = Antiklinale, jüngste Schicht = Synklinale, angewiesen wären. Ein Umstand hilft uns, schiefe Antiklinalen und Synklinalen zu erkennen; es ist der damit so oft zusammenfallende plötzliche sprungweise Fallwechsel der Schichten, der dem verschiedenen Fall der Schenkel einer zum Winkel mit einer Spitze geknickten Umbiegung entspricht. Beispiele hierfür finden sich in den Profilen I, II, III usw. auf den Tafeln VI und VII.

Eine besondere Schwierigkeit stellt sich uns in den Weg. Die Zonen, welche symmetrisch beiderseits dieser tektonischen Linien sich wiederholen sollten, versagen in der Regel auf der einen Seite mehr oder weniger, sei es, daß auf dieser Distanz schon Fazieswechsel die Gleichaltrigkeit verdeckt, sei es vielleicht auch, daß am

Rande der Umbiegungsstellen Scheitelbrüche eingetreten sind, sodaß die eine Schenkelzone gegenüber der andern abgeschert und stellenweise sogar überschoben ist.

Die auffälligste Erscheinung der Art weist uns die nördliche Antiklinale auf. Der ganzen Nordseite derselben entlang sehen wir konstant unter der aufsteigenden oberen Süßwassermolasse mit bunter Nagelfluh mittlere (marine) Molasse (St. Gallerschichten und die Muschelbänke der Plattenmolasse) mit 20—50° und mehr Nordfall und darunter alpeneinwärts die Antiklinalzone der aquitanischen mergeligen Molasse aus der Tiefe emportauchen. Allein im Südflügel der letzteren und überhaupt alpeneinwärts wiederholen sich die St. Gallerschichten und die Muschelbänke usw. nicht; offenbar nur deshalb nicht, weil diese Fazies hier alpeneinwärts überhaupt nicht mehr vertreten, sondern durch Delta ersetzt ist. Gutzwiller zwar neigte eher dazu, alle Molasse alpeneinwärts von den marinen Muschelbankzonen zur unteren Molasse zu stellen. Heute scheint hingegen eher folgende zeitliche und tektonische Parallelisierung wahrscheinlich:

Nördlicher Schenkel der nördlichen Antiklinale	südlicher Schenkel der nördlichen Antiklinale	südliche Antiklinalen und Synklinalen
Obere bunte Nagelfluh (Hörnli, Napf)	bunte Nagelfluh oberster Teil (?)	oberste bunte Nagelfluh (?) obere Kalknagelfluh des Rigi
Marine Molasse (Vindobonien)	obere bunte Nagelfluh Zone Gäbris Hochham	oberer Teil bunte Nagelfluh: Kronberg Rigi bunte Nagelfluh
Burdigalien untere Nagelfluh und granitische Sandst. (?)	Kalknagelfluh am Nordabhang von Hochham	Kalknagelfluh Stockberg, Speer untere Kalknagelfluh Rigi—Roßberg
Aquitanische Mergel und Sandsteine der Antiklinalzone	Kalksandsteine (Ebnat) und rote Mergel	rote Mergel, bunte Nagelfluh Meggen—Kiemen

Darnach wäre der größte Teil der inneren subalpinen Nagelfluh miocän, nicht oligocän.

Wir stehen hier vor der großen Schwierigkeit, Schichtschenkel, die durch Erosion weit getrennt und zugleich primär verschieden sind, zusammenordnen zu müssen. Besonders kann die Nagelfluh auf kurze Distanz rasch an Mächtigkeit wechseln. In obiger Parallelisierung war uns maßgebend die Differenz von Kalknagelfluh und bunter Nagelfluh. Es kann nicht gleichzeitig mit der Bildung der ungeheuren Massen der Kalknagelfluh des Speers von den gleichen Flüssen in größerer Entfernung bunte Nagelfluh abgelagert worden sein. Für die Kalknagelfluh ist sehr deutlich, wie sie zunächst den Alpen in ungeheuren Massen als tiefster Teil gebildet worden ist (Stockberg—Speer—Hirzli—Rigi), wie sie dann am Nordabfall der Kronbergzone schon viel schwächer, am Nordabfall der Hochhamzone noch schwächer und am Südrande der nördlichen Antiklinale nur noch durch Kalksandsteine oder den „Appenzellergranit" vertreten ist, während überall die bunte Nagelfluh darüber liegt. Am Speer ist die aufliegende bunte Nagelfluh wohl abgewittert vor Anstauung der

Alpen; am Rigi ist sie erhalten und überlagert von einer jüngeren Kalknagelfluh, die vielleicht dem „Appenzellergranit" der oberen Molasse entspricht. Einzig nördlich unter der Rigi-Scheidegg hat Baumberger innerhalb der gleichen Schichten Übergang von Kalknagelfluh in bunte gefunden.

Diese Fragen sind noch heute nicht gelöst und die Tektonik der subalpinen Molasse ist vielfach noch ein Rätsel. Indessen scheinen sich die Dinge nun doch Schritt für Schritt zu klären.

Rollier (Die Entstehung der Molasse usw., Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich 1904) hat im Südflügel der großen Antiklinale bei Kehlen-Dornbirn im Vorarlberg über den roten aquitanischen Mergeln wieder Muschelsandstein mit Cardium commune südlich fallend und darüber Nagelfluh gefunden. Es ist das der erste sichere Fall, wo der Südschenkel mit dem Nordschenkel in der Schichtfolge identifiziert werden kann. Rollier hält seine Beobachtung auch für die Schweiz für maßgebend und schließt daraus, daß die erste Antiklinale ein großes einfaches Gewölbe sei, und daß sämtliche Nagelfluhschichten und die Molasse alpeneinwärts fast ganz miocän seien.

Die Schläflistiftung der schweiz. naturf. Ges. hatte eine Preisaufgabe: „Revision der subalpinen Molasse in ihrer Stratigraphie und Tektonik" ausgeschrieben. Die eingegangene Arbeit von Dr. L. Rollier erhielt den Preis, nicht weil sie eine Lösung der Aufgabe brachte, wohl aber weil sie dafür eine Menge von guten Materialien besonders aus der jurassischen Molasse beschaffte. Auch Rollier schloß seinen Text (Denkschriften der schweiz. naturf. Ges. Bd. XLVI Abt. I 1911) mit den Worten: „Alles steht noch im Werden".

Endlich hat Baumberger eine, für das Vierwaldstätterseegebiet mit Rollier in der Hauptsache tektonisch übereinstimmende Lösung des Rätsels gefunden. Die subalpine Molasse bildet nach ihm — und darin liegt die Differenz gegenüber Kaufmann — auch dort ein einziges mächtiges Gewölbe, in welchem sich die Schichten der äußeren und inneren Zone als Nord- und Südschenkel des Gewölbes wie folgt entsprechen:

	Äußere Zone (Umgebung von Luzern)		Innere Zone (Rigi und Roßberg)
Vindobonien	Molasse nördlich kleine Emme und Reuß, Mergel, weiche Sandsteine, untergeordnet Süßwasserkalk u. bunte Nagelfluh = Albisschichten Kaufmanns	Küsnachterseearm	bunte Riginagelfluh oberer Teil mit Kalknagelfluh der Scheidegg
	marine fossilreiche Molasse südlich der Emme und Reuß, blaue Mergel, Sandsteine und bunte Nagelfluh = St. Gallerschichten		bunte Riginagelfluh unterer Teil mit mittelmiocänen Pflanzen am Gnippen (Roßberg)
Burdigalien	marine Molasse am Sonnenberg—Rooterberg = Luzernerschichten		Brackwasserbildung mit Cyrenen und Cardien, Kalknagelfluh der Basis von Rigi-Roßberg, untermiocäne Pflanzen von Arth
	konkordante Anstauung		Überschiebung

Darunter liegt der enger, zum Teil diskordant gefaltete Gewölbekern aus Sandstein und rotem Mergel der oligocänen Molasse, mit Bänken polygener Nagelfluh (Zone Wartenfluh—Meggen—Kiemen).

Nach Baumberger ist die berühmte Synklinale zwischen Meggen und Luzern nicht eine die ganze Molasse ergreifende tektonische Leitlinie, ebensowenig ist es die 2. Antiklinale der Birregg, sondern diese, sowie weiter südlich sich anschmiegende Falten sind nur in den tieferen Molasseschichten als sekundäre Fältelung innerhalb des einen großen Antiklinalkernes aufzufassen, wobei der Südschenkel über den gefalteten Antiklinalkern diskordant hinaufgeschoben worden ist. Die eine große Hauptantiklinale überspannt die früher als Synklinale und als 2. Antiklinale bezeichneten Linien. Die Schichten in der Synklinale bei Meggen sind nicht die jüngsten, sie sind älter als der ganze überschobene Rigiklotz. Die Überschiebungsfläche glaubt Baumberger südlich St. Niklausen in der Birreg und in der Rigibasis bei Greppen gefunden zu haben. Die Molasse bei Luzern stellt den äußeren Teil des großen miocänen Deltas, die Riginagelfluh den auf dem Lande aufgeschütteten zugehörigen Schuttkegel dar. Gerade die Macht und Steifheit der Nagelfluhklötze in der oberen Molasse wird mechanisch die Veranlassung dafür gewesen sein, daß beim alpinen Schub die unteren dünnschichtigeren Massen sich enger gefaltet, die Nagelfluhklötze sich darüber geschoben haben.

Es gilt nun, die Ergebnisse von Rollier und Baumberger gegen Osten und Westen weiter zu verfolgen. Ich hoffe, daß sie sich als der langgesuchte Schlüssel für das Verständnis der subalpinen Molasse erweisen und unsere Einsicht mächtig vermehren werden. Wahrscheinlich werden sich die tektonischen Profile durch die subalpine Molasse dadurch einfacher gestalten. Am Nordabhang der Hoherone ist wie am Rigi ein flacher S fallender S-Flügel auf den steil nordfallenden Nordflügel überschoben und beide Schenkel sind petrographisch stark verschieden. In der Ostregion zwischen Linth und Rhein allerdings kann der Bau dieser Zone nicht so einfach sein wie im Rigigebiet; die subalpine Molassezone kompliziert sich dort mehr und mehr.

Ferner möchte ich noch auf die merkwürdigen Verhältnisse hinweisen, die neuestens Gerber aufgefunden hat. Die Hauptantiklinale nimmt südlich Bern bei Steffisburg und zwischen der Aare und der Sense den Charakter einer Überschiebung sonderbarer Art an. Von Bern weg fallen die Molasseschichten zunächst fortwährend in regelmäßiger Folge mit 5—10° gegen Süden ein. Bei Waleren im Schwarzenburggebiet unterbrechen zwei sanfte Gewölbewellen diese Regelmäßigkeit mit 6—8° stärkstem Nordfallen. Die sanfte zwischenliegende Mulde erscheint in ihrer östlichen Verlängerung im Belpberg; das südliche der beiden kleinen Gewölbe bei Waleren wird vielleicht fortgesetzt in der schönen sanften „Falkenfluh-Antiklinale" (südlich Oberdießbach). Dann folgt im Schwarzburggebiet südlich wieder anhaltendes Fallen alpenwärts von durchnittlich 5°. So gelangt man an der Oberfläche, wie besonders in den Aufschlüssen der Flußfurchen zu sehen ist, alpenwärts in stets jüngere Schichten: Über der aquitanischen Süßwassermolasse an der Aare bei Bern folgen ca. 250 m marine graue Molasse, dann blaumergeliges Vindobonien. Plötzlich stößt man an Giebelegg und Zulggraben auf über das flache Vindobonien aufgeschobenes,

gleichsinnig aber steiler, 45—70° S fallendes, rotes Aquitanien, das bis unter die alpine Überdeckung mit Flysch und Kreide anhält! Die diskordante Aufschiebung von steil S fallendem Aquitanien auf schwach S fallendem Vindobonien an der Giebelegg wiederholt sich östlich der Aare genau so bei Steffisburg, wo sie nur wegen tieferem Abtrag etwas weiter südlich aussticht, und von wo sie zusammenhängt mit der großen ersten Hauptantiklinale, die über Schangnau gegen Luzern weiterzieht. Dies beweist uns, daß die Diskordanzüberschiebung Gerbers eine Modifikation der Hauptantiklinale darstellt und vielleicht aus derselben durch Scheitelbruch hervorgegangen ist. Seine Profile erinnern auch etwas an diejenigen Baumbergers von Horw, indessen treffen wir S von Bern auf Überschiebung des älteren auf dem jüngeren, ohne deutliche Antiklinalstellung.

Im Quertal der Aare besteht also die Eigentümlichkeit, daß einige sanfte antiklinale Wellen außerhalb der Hauptantiklinale, aber innerhalb der breiten Zone südlichfallender Molasse liegen. Ob nun auch gegen WSW die Diskordanzaufschiebung der Giebelegg direkt in die westliche Flexurantiklinale übergeht, oder sich dazwischen noch irgend ein Wechsel einstellt, ist noch unentschieden.

Wer viel in den Alpen gewandert ist, dem fällt im Gegensatz zu alpiner Lagerung im Molassenlande die geometrische Regelmäßigkeit und Steifheit der Schichtlagen auf. Auf enorme Erstreckung verlaufen die Faltenschenkel eben. Es fehlt die weiche unendlich mannigfaltige Schmiegsamkeit und Zerknitterung, wie sie in den eigentlichen Alpen in ebenso festen oder auch viel festeren Materialien durch Fältelung oder durch Verschiebungen sich zeigt. Die Molassefalten sind dagegen große, mächtige, lange, gleichförmige, breite Wellen der Erdrinde, wie sie nur in relativ steifem Komplex (Nagelfluh) unter geringer Belastung, bei mäßigem Schub und unter vielfachen Scheitelbrüchen, die die Schenkel vor Krümmung schützten, sich gebildet haben können. Der mechanische Charakter der Molassefaltung ist also ein ganz anderer, als derjenige der inneren Alpenfaltung. Faltender Schub war gewiß die primäre Art der Bewegung, steifes Verhalten, Scheitelbrüche und Überschiebungen der Schenkel die mehr und mehr vorherrschende Auslösungsform. Gewiß ist die Molassedislokation die Randwirkung des Alpenschubes; allein ohne sich anzuschmiegen an dessen einzelne Wellen, wie sie sich im Verlauf z. B. der nördlichen Kreideketten zeigen. Die Molassedislokation ist vielmehr die Wirkung der im großen ganzen ausgeglichenen tieferen Gesamtbewegung, und deshalb verlaufend wie die ausgeglichene Gesamtheit der Zentralalpen, viel gleichförmiger streichend als die letzten wilden Brandungswellen der alpinen Decken.

Die Größe der Molassefalten führt uns aber noch auf eine besondere Schwierigkeit für unsere mechanische Vorstellung. Man versuche einmal in einem langen Querprofil, in welchem die Schichten sich aus flacher Lage ganz allmählich und mit der der Molasse eigenen erstaunlichen Regelmäßigkeit zur Vertikalstellung erheben und dann wieder antiklinal abfallen, das Profilbild in die Tiefe zu ergänzen: Wie biegen dort die Schichten um? Es kann doch trotz dieser fächerartig divergierenden Stellung der Schichtfugen nicht ihre Dicke nach der Tiefe entsprechend zunehmen? Was füllt dort unten die Kerne der Antiklinalen aus? An Hand der im Antiklinalkern des Rikentunnels beobachteten Erscheinungen

werden wir uns vorstellen müssen, daß unter der regelmäßigen Schichtlage vielfach eine wirre Häufung von in sich verrutschten Mergelmassen der tiefsten Molasseschichtglieder folge, die dort eine ähnliche Mission übernehmen, wie unter dem Faltenjura die Tone des Muschelkalkes, und daß vielleicht hier vielfach dazu noch der unterliegende Flysch wiederum als Schmiermittel und Füllmittel in die Lücken trete.

In einem Querprofil durch vollentwickelte subalpine Molasse haben wir also folgende tektonische Linien in der Regel zu unterscheiden:

1. Nordrand der Molassedislokation, das ist die Grenze zwischen fast horizontaler und alpin aufgerichteter oder abgesenkter Molasse; wir könnten sagen: tektonischer Nordrand der Alpen.

2. Erste oder nördliche Antiklinale, durchgehende Hauptantiklinale der Molasse, im östlichen Teil als Kern Kalksandsteine, im mittleren rote aquitanische Molassezone, an der Aare in Überschiebung und westlich der Aare in gegen SE abbiegende Flexur übergehend.

3. Erste oder nördliche Synklinale, meistens Nagelfluh, oft deutliche Umbiegung, vielleicht aber vielfach nur eine Faltung zweiter Ordnung innerhalb des Kernes der ersten Antiklinale.

4. Zweite Antiklinale, östlich Kalksandsteine, westlich Linth und Thur meist rote Mergel; vielleicht stellenweise nur Faltung zweiter Ordnung im Kern der Hauptantiklinale und von dieser in weitem Luftbogen überspannt.

5. Eventuell noch zweite Synklinale.

6. Eventuell noch dritte Antiklinale.

Diese gesamte Zonengliederung der subalpinen Molasse ist im Osten am mächtigsten entwickelt und schwindet gegen die Aare hin zusammen.

Der Verlauf dieser verschiedenen Linien zeigt sich, verglichen Taf. V, wie folgt:

1. Die Linie 1, d. h. die nördliche Randlinie der alpinen Aufrichtung im Osten, anschließend im Westen an die flexurförmige Antiklinale, ist durchgehend und am geradlinigsten. Sie hat einzig bei Luzern eine etwas auffallende Einbuchtung gegen die Alpen, zusammenfallend mit der fast plötzlichen Aufbiegung der Molasse aus flacher in steile Lage.

Sie verläuft wie folgt:

Arbon, Bütschwil, Wald, Wädenswil, Zug-Cham, Emmenbrücke, Langnau, Signau, Münsingen, nördlich Guggisberg, nördlich Pont-la-Ville, Mont Gibloux, Ouchy.

2. Schon etwas weniger einheitlich und weniger geradlinig verläuft die erste oder Hauptantiklinale:

Bernegg, Hundwyl, Kappel, Uznach, Nordabhang des Etzel. Dann folgt ein Unterbruch unaufgeklärten Charakters (viel Moränenbedeckung). Am Nordabhang der Hoherone ist sie wieder gut ausgeprägt, geht südlich Zug und Luzern über Kriens durch das Entlebuch hinauf bis Marbach, Schangnau, Steffisburg, Giebelegg-Lausanne.

Allein nach den Resultaten von Baumberger entspricht der Verlauf der geometrischen nördlichsten Antiklinale nicht überall der Scheitellinie des großen Gewölbes, vielmehr fällt diese letztere vielfach in die Luft senkrecht über die erste Synklinale und verläuft viel geradliniger, als die bloß geometrische Antiklinale. Westlich folgen Wechsel, Übergang in Überschiebungsdiskordanz, ohne richtige Antiklinalstellung im Aare-Sensegebiet, und endlich Stellvertretung durch eine Flexur,

sodaß unsere Antiklinale durch Aufhören des nordfallenden Nordschenkels mit der Linie 1 verschmilzt.

3. Die erste Synklinale scheint verfolgbar:

Von Altstetten (Rheintal) über Gonten, Urnäsch, Ebnat, bis Unterbuchberg am Zürichsee, dann wieder Biberbruck, Walchwyl, Immensee, Wartenfluh südlich Luzern und endigt unfern südlich Escholzmatt.

Sie ist in diesem Verlauf zunächst als geometrische Synklinale aufgefaßt. Nach Baumberger gehört dieselbe eigentlich als untergeordnete Faltung innerhalb den Kern des Hauptgewölbes unter die unter 2. angedeutete Scheitellinie. Das gleiche gilt teilweise von Nr. 4.

4. Die zweite Antiklinale ist schief; sie läßt sich verfolgen:

Strichweise von südlich Altstetten im Rheintal über Schübelbach, Hertenstein und am Nordrand des Pilatus über Schangnau bis Hohnegg.

5. Eine dritte Antiklinale verläuft:

Vom Nordrand des Säntis über Speer bis Bilten und ist bei Flüehli bis nahe an den Pilatus nochmals erkennbar.

Beim Verfolgen der Antiklinalen wie Synklinalen treffen wir hier und da auf einen Unterbruch, eine scheinbare transversale Verschiebung, so z. B. in der nördlichen Antiklinale und der ersten Synklinale zwischen Pfäffikon-Etzel und Hoherone, zwischen Marbach und Kiesen, in der zweiten Antiklinale wo sie das Toggenburg kreuzt. Wahrscheinlich beruhen diese Unregelmäßigkeiten nur darauf, daß die geometrische Antiklinale (senkrechte Schichten) nicht immer mit der geologischen (älteste Schichten) zusammenfällt. Es ist dies bei der geringsten Schiefstellung des Gewölbes der Fall, indem bei Übergang von senkrechter in schiefe Gewölbestellung die geometrische Antiklinale auf jüngere Schichten hinüberspringt und im Kartenbild Transversalsprünge macht, während die älteste Schicht, wenn sie genau zu verfolgen wäre, ohne Unterbruch durchlaufen würde mit um die Senkrechte schwankender Schichtstellung. Wir könnten das auch so ausdrücken: Die etwas schwankende d. h. windschiefe Stellung des Gewölbekernes ergibt Unterbrüche mit Verschiebungen für die geometrische Antiklinale. Bei der großzügigen Einfachheit der Molassefaltung hat die andere Erklärung, daß ein Gewölbe untertaucht und durch ein anderes in etwas verschobener Richtung abgelöst wird, keine Wahrscheinlichkeit für sich.

Ich möchte aber durchaus nicht jede Transversalstörung in der subalpinen Molasse verneinen. Am südlichen Ende des Ägerisees stoßen die von Westen herstreichenden roten Mergel der Antiklinalzone bei Schorenen auf Kalknagelfluh, die 250 m weiter südlich liegen sollte. Die Zone der roten Mergel, die nördlich vor Einsiedeln durchstreicht, wird südlich Lachen plötzlich steiler und doppelt so breit. Die Antiklinale der Hoherone setzt nicht unter den Etzel fort; zwischen beiden muß eine Diskontinuität sein. Auch am Kiemen (Zugersee) scheinen Querverschiebungen zu bestehen, die sich in der äußern Form bemerkbar machen (R. Frei). Die „failles", die Gilliéron zur Erklärung von Diskontinuitäten in der Freiburger Molasse annimmt, gehören vielleicht auch hierher. Gutzwiller kartiert im ganzen St. Galler- und Appenzellerland keine einzige Transversalverschiebung in der Molasse.

Ein Fall, wo windschiefe Stellungen der Schichten sehr klar verfolgt werden können, ist der Nordrand der Molassedislokation vom Zugersee durch das Reuß- und Emmental hinauf bis über Malters. Die gleichen Schichten fallen z. B. bei Root sanft nach NW, dann richten sie sich steiler auf. Auf der Strecke Littau—Malters sind sie zu steilem SE-Fall übergekippt, dann wieder stehen sie auf und fallen nachher wieder von den Alpen ab. Es erinnert dies an die Gestalt einer langen

Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

t. Leipzig

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Brandungswelle des Meeres, die in der Mitte schon überschlägt, während sie an den Enden noch milde Formen hat. (Fig. 29.)

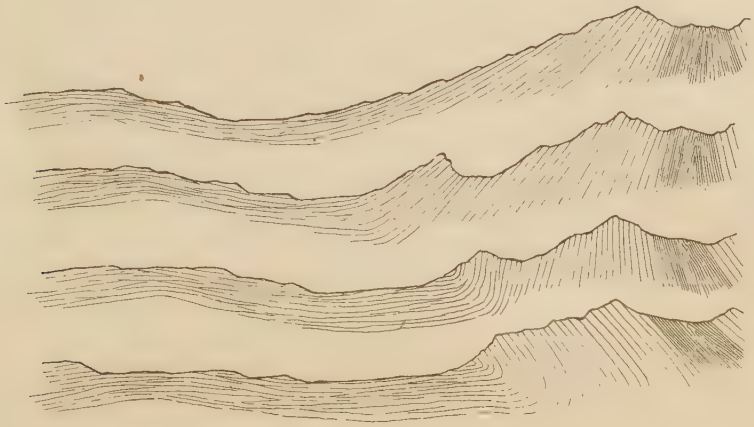


Fig. 29.
Übergang in einigen Querprofilen von sanfter zu scharfer Aufbiegung mit Überkippung am Nordrand der Hauptantiklinale auf der Strecke Rothkreuz bis Malters.

Durch eine ganze Anzahl solcher Beobachtungen sind wir schließlich an der Eintragung von Antiklinallinien und Synklinallinien in den Karten fast verzweifelt. Es führt das, weil es eben nur geometrisch gefaßt werden kann, zu einem unrichtigen Bilde. Unsere Karte Taf. V ist also nur mit diesem Vorbehalte zu lesen, und der Versuch einer solchen Darstellung hat uns recht eindringlich wieder die Unvollkommenheit unserer Kenntnisse über die Molassedislokationen vor Augen geführt. Da ist noch viel zu beobachten, aber die Deutung ist schwierig.

Wenn wir der alpin dislozierten Molasse entlang gehen, so fällt eine große Differenz zwischen Ost und West auf. Sie vollzieht sich durch eine Art Wechsel auf der Strecke zwischen Emme und Sense.

Auf dieser Strecke verliert sich der normale Antiklinalcharakter. Einige nördlich vorliegende Falten sind nur als schwache Gewölbe ausgebildet. Unsere Linie durchsetzt das Aaretal als Diskordanzüberschiebung von Steffisburg nach der Giebelegg und entwickelt sich westlich der Sense zur westschweizerischen Hauptantiklinale, die nun kontinuierlich bis Ouchy bei Lausanne, vielleicht bis an den Salève ziemlich geradlinig verläuft. Während aber in der Ost- und Mittelschweiz der Nordschenkel der ersten Antiklinale meistens aus einer Zone von gegen Süden sich allmählich immer steiler emporrichtenden Schichten von einigen Kilometern Breite besteht, verkümmert in der Westschweiz von der Sense bis Lausanne der Nordschenkel mehr und mehr. Die ganze horizontale Molasse des Mittellandes ersetzt ihn. Statt erst aufzubiegen, biegt die Molasse meistens sofort gegen SE mit 20°—40° hinab wie eine Flexur. Stark nordfallende Molasse fehlt; nur an wenigen Stellen ist schwacher Nordfall zu sehen (verglichen Taf. V Profil VIII). Die Abbiegungskante muß hier als die Antiklinale bezeichnet werden. Besonders schön soll sie indessen doch als eine nördlich überliegende antiklinale Umbiegung an einzelnen Stellen, so

in den aquitanischen Sandsteinen unfern La Roche (Fribourg), zu sehen sein (Dilenius).

Es wäre sehr zu wünschen, daß der Übergang der Ost-Antiklinale vom oberen Emmental bis in die West-Antiklinale bei Pfaffeien einer sorgfältigen Untersuchung und kartographischen Darstellung unterzogen würde. An Problemen fehlt es nirgends! Die nördliche Grenzlinie der subalpinen Molassedislokation, die wir oben mit 1. bezeichnet hatten, fällt in der Westschweiz meistens mit der Antiklinale zusammen. Während in der Mittel- und Ostschweiz die subalpine Molasse bei Annäherung an die Alpen erst mächtig aufgefaltet ist, ist sie hier hinabgefaltet, die Molasse als Ganzes, statt einen Speer oder Rigi zu bilden, sinkt gegen die Alpen und sinkt unter deren nördlichste Wellen hinab. Vielleicht liegt die Ursache für dieses Verhalten darin, daß die flache Molasse hier als Ganzes höher gehoben den Alpen vorgelagert war. Sie ist von den anrückenden Alpen nicht aufgestaut, sondern nur eingedrückt worden. Der großen nördlichen Antiklinale bei Lausanne-Ouchy fehlt auch die große ebene Regelmäßigkeit der Schenkel, wie sie die Ostschweiz zeigt. Südlich wird sie von mehreren Fältelungen und Zerknitterungen mit Scheitelbrüchen und gegen Norden gerichteten Überschiebungen begleitet, die offenbar mit ihr zusammengehören und als Ganzes dem verquetschten, scheitelbrüchigen Kern einer Antiklinale entsprechen, die gegen Nord, also mit alpinem Bewegungscharakter, überdrückt und in Schuppen aufgelöst ist. Nördlich der Hauptantiklinale bei St. Sulpice findet sich noch die Andeutung einer nördlichen Vorfalte. Verglichen Prof. VIII Taf. VII.

Abgesehen von wenigen Unregelmäßigkeiten, von denen die bedeutendsten auf dem Stücke zwischen Emme und Sense liegen, können wir sagen, daß unter einem streckenweisen Gestaltswechsel die Hauptantiklinale vom Rhein auf 250 km Länge bis an den Lemansee ziemlich geradlinig, viel geradliniger als die eigentlichen Alpenfalten, verläuft.

Renevier findet auf der Südseite des Leman bei Sciez die wahrscheinliche Fortsetzung der Antiklinale bis zum Anschluß an das Kreide- und Juragewölbe des Salève, das als Kern aus der Molasseantiklinale auftaucht und als ein Zeugnis für die Faltennatur der großen Molasseantiklinale sich erweist.

Nur an ganz wenigen Stellen greift die Faltung noch nördlich über den Nordschenkel der großen Antiklinale hinaus. Kaufmann hat an der Bramegg im Entlebuch $4^1/_2$ km nördlich der großen Antiklinale eine Vorfalte gefunden mit Schichtfall gegen Norden 8—10°, gegen Süden 8°. Sie ist durch eine schöne Mulde bei Farnbühl südlich mit dem Nordschenkel der großen Antiklinale verbunden. Hierher kann auch die Störung bei St. Sulpice am Genfersee gerechnet werden, und vor allem das Kiesengewölbe und die zwei kleinen anderen Gewölbe, die Gerber bei Waleren südlich Bern gefunden hat. Die zweite Antiklinale der östlichen subalpinen Molasse verschmilzt im Oberemmengebiet bei Schangnau mit der Hauptantiklinale und zieht in dieser mit etwas gewelltem Verlauf von südlich Marbach über Schangnau nach Steffisburg bei Thun.

Ob nun die bei Vevey wieder zum Vorschein kommende scheitelbruchförmige Aufschiebung in der Molasse die direkte Fortsetzung der zweiten Antiklinale oder nur mehr oder weniger ihr Äquivalent ist, läßt sich nicht entscheiden. Auch für

die zweite Antiklinale können wir sagen, daß sie mit wenigen Unterbrüchen oder vorübergehender Verschmelzung mit der ersteren vom Rhein bis an den Leman durchsetzt.

Bei Marbach im oberen Entlebuch liegen, wie Kaufmann gefunden hat, die beiden Antiklinalen nur 2 km auseinander. Bei Schangnau ist die südliche, bei Marbach die nördliche Gewölbeumbiegung und an letzterem Orte zugleich sehr schön die zwischenliegende Muldenumbiegung zu sehen. In der Nähe finden sich noch zwei Nebengewölbe (Kessel von Südern). Vielleicht handelt es sich hier wiederum bloß um die Faltung zweiter Ordnung innerhalb der mächtigen I. Antiklinale.

Bei der Seltenheit und der großen Bedeutung, welche den sichtbaren Umbiegungen in der Molasse mit Recht beigemessen worden ist, ist es von Wert, die Orte anzuführen, wo solche bisher beobachtet worden sind. Ich bedaure nur, von keiner dieser Stellen eine wirklich gute Abbildung geben zu können.

a) Gewölbeumbiegungen der nördlichen oder Hauptantiklinale (von West nach Ost geordnet), Linie Nr. 2 der obigen Aufzählung:

Ravin des roches hinter La Roche (Fribourg) im aquitanen Sandstein (Dilenius, de Girard).

Falkenfluh südlich Oberdiesbach zwischen Bern und Thun, von Bern aus sichtbares flaches Gewölbe in Nagelfluh.

Rämisbach bei Wiggen südlich Escholzmatt im Oberemmental, an einen gotischen Spitzbogen erinnernde Umbiegung in den bunten Mergeln.

Spangfluh am Rümligbach, 1 km oberhalb der Einmündung des Fischenbaches (Entlebuch): Gewölbeumbiegung in der nördlichen Antiklinale (Abb. in Kaufm., Subalpine Molasse. Prof. VII).

Hoherone Kreuzbrunnen südlich Hütten, enge Verbiegungen im Kern der Antiklinale in steilstehenden Schichten, anscheinend mit Überschiebung des flacher fallenden Nordschenkels (R. Frei).

Melchterli und Biltnerbach (Kt. Glarus): Normales geschlossenes Gewölbe der südlichsten Antiklinale (Gutzwiller), in Kalknagelfluh ausgebildet (Prof. IIb Taf. VI).

Auermühle südlich Waldstatt (bei Herisau): Gewölbeumbiegung in der nördlichen Antiklinale (Gutzwiller).

Zwischen Hargarten und Schmidten, an der Straße von Hundwil nach Appenzell: Geschlossenes Gewölbe im subalpinen Molassesandstein auf 15 m Länge entblößt: In der Mitte Schichten horizontal, Schenkel mit 30° nach Süden und 15° nach Norden fallend (Gutzwiller).

Trogen: Spitze gewölbeförmige Umbiegung im Kern der nördlichen Antiklinale nahe südlich des Dorfes.

Bernegg im Rheintal, horizontale Schichten über der Antiklinale.

b) Muldenumbiegungen der ersten Synklinale (von W nach E), Linie Nr. 3 der obigen Aufzählung:

Rothenfluh südlich Escholzmatt: Prachtvolle Muldenumbiegung der Sandsteine und Nagelfluhschichten; Mulde nach Norden überliegend, Nordschenkel mit 30°—35° Südostfall, Südschenkel mit 80°—90° Südostfall. Die tieferen Schichten derselben Stelle sind aber, anstatt umzubiegen, gebrochen und konkordant aneinander gequetscht (Abb. in Kaufmann).

Hinterer Fischenbach (Seitenbach des Rümlig, Entlebuch): Innerhalb einer Strecke von 40 m geht Südfallen von Mergeln und Sandsteinen durch die Horizontale in schönem Bogen in Nordfallen über.

Wartenfluh (südlich Luzern): Regelmäßige, zuerst von Mousson beobachtete Muldenumbiegung, die für Kaufmann den Ausgangspunkt zur Untersuchung der Tektonik der Molasse der Zentralschweiz bildete. Prof. IV Taf. VI. Gerade von dieser Mulde ist nun festgestellt, daß sie nur einer sogen. Faltung II. Ordnung im Kerne der großen Antiklinale angehört.

c) Gewölbeumbiegungen der zweiten Antiklinale und Begleiter (Nr. 4):

Lutry bei Lausanne, an der Bahnlinie Lausanne-Freiburg, östlich vom Viadukt des Weges von Savuit nach la Croix ob Lutry: Enge Gewölbeumbiegung in den bunten Mergeln der roten Molasse (Renevier).

Röthenbach im Kessel von Südern (W Schangnau) Gewölbeumbiegung an Nagelfluh und Mergelsandstein im Scheitel eines kleinen Nebengewölbes.

Bei Schangnau (Emmenthal) spitze Gewölbeumbiegung im Mergel.

d) Muldenumbiegungen der inneren Synklinalen:

Mont Pélerin: Sehr flache Synklinale der Nagelfluhschichten (vgl. Profil VIII Taf. VII).

Sandbach (Nebenfluß des Röthenbaches) im Kessel von Südern westlich Schangnau: Sekundäre Muldenumbiegung, mit horizontalen Schichten auf 30 m Länge.

Stellfluh, östlich Schüpfheim (Entlebuch): Nagelfluhschichten, eine flache Mulde bildend; Stellfluh ein oben etwa 50 m breiter Synklinalkamm.

Schwarzflühli, nördlich Pilatus: Nagelfluhschichten vom Wandflühli nach der Signalspitze, eine muldenartige, flache Bogenlinie beschreibend (Profil V Taf. VII).

Daß wir so oft antiklinale Umbiegungen in der Molasse nicht finden, wo wir sie erwarten, mag darauf beruhen, daß die Schenkel wegen ungenügender Belastung des Gewölbes oben aufgebrochen sind, und die gepreßten Kerne der Antiklinalen von inneren Verschiebungen dicht durchsetzt sind. Wirkliche Umbiegungen haben sich manchmal gar nie entwickelt.

Wir hatten uns z. B. darauf gefreut, im Rikentunnel schöne Beobachtungen über die nördliche antiklinale Umbiegung machen zu können. In der betreffenden Mittelregion des Tunnels waren die steilen bis senkrechten Schichten des festen roten Molassemergels des Südflügels der Antiklinale auch in ihrer Schichtlage durch zwischengelagerte Sandsteinbänke deutlich zu erkennen. Dann folgte von 3760 m bis 3900 m vom Südportal eine Partie mit ganz schwankender bald senkrechter, bald S, bald N fallender und auch oft unklarer Schichtstellung. Eingeschlossene Sandsteine waren nur in Blöcken zerrissen und verschoben, nicht mehr als Schicht vorhanden, und es stellte sich schon während des Tunnelbaues im trockenen Mergel Sohlenauftrieb ein, sodaß Sohlengewölbe eingelegt werden mußten. Die festen trockenen Mergel sind so sehr von glänzenden, meist gebogenen Rutschflächen in flasriger Anordnung durchsetzt, daß man kaum ein größeres Handstück schlagen konnte. Aus den Klüften dieser antiklinalen Zone drang Grubengas hervor, das den Tunnelbau monatelang unterbrach. Von einer klaren antiklinalen Umbiegung war nichts zu sehen. Auf über 200 m Länge kann man nicht sagen, wo die Antiklinale liegt. Die ganze antiklinale Gesteinsmasse ist innerlich verquetscht und verschoben. Kein Kubikdezimeter liegt mehr neben seinem ursprünglichen Nachbar. Nördlich dieser total verworrenen Mergelmasse, in welcher gar keine Schichtung mehr erkennbar war, folgte plötzlich regelmäßiges Nordfallen in Mergel mit granitischen Sandsteinen. Es ist einleuchtend, daß die eine Seite einer solchen Zone gegen die andere wesentlich verstellt, und dadurch die Symmetrie beiderseits gestört sein kann.

Der Molassesandstein ist in den dislozierten Zonen oft von regelmäßigen Klüften durchsetzt, die auch nicht selten Quellen führen. An Klüften erkennt man auch öfter Rutschstreifen, steile wie horizontale. Meistens sind die sichtbaren Bruchverschiebungen im Molassegebiete gering und für die gesamte Tektonik wenig bedeutend.

Wir lassen in Tafel VI und VII eine Anzahl Profile durch die subalpine Molassezone folgen.

Immer wieder setzt uns die ungeheure Mächtigkeit der Nagelfluh am Alpenrande in Erstaunen und besonders die auffallende Gestalt der davon gebildeten südlichsten Molasseberge. Sie alle haben regelmäßigen Schichtfall gegen die Alpen hinein. Sie weisen ihr steiles abgebrochenes Schichtprofil gegen Norden. Auf den gebänderten Gehängen, besonders wenn Schnee gefallen ist, zeichnen sich die Schichtköpfe der Nagelfluh sichtbar bis in große Entfernung. Vom Uetliberg bei Zürich erkennt das geübte Auge auf den ersten Blick den analogen Aufbau z. B. von Speer und Rigi. Auswärts schließen sich herrlich ausmodellierte Isoklinallandschaften an, die zuerst S- dann N-Fall ihrer festeren Schichtrippen aufweisen.

NW

Profile
durch die subalpine Molasse

1 : 75 000

0 1 2 3 4 5km

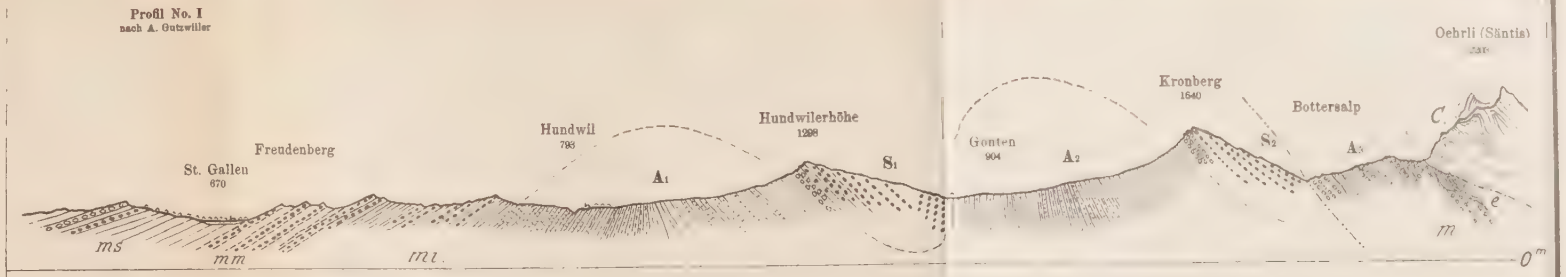
A_1 = nördliche Antiklinale
S_1 = nördliche Haupt-Synklinale
A_{2-3} = innere Antiklinalen
S_{2-3} = innere Synclinalen
..... Überschiebungsflächen

Nagelfluh

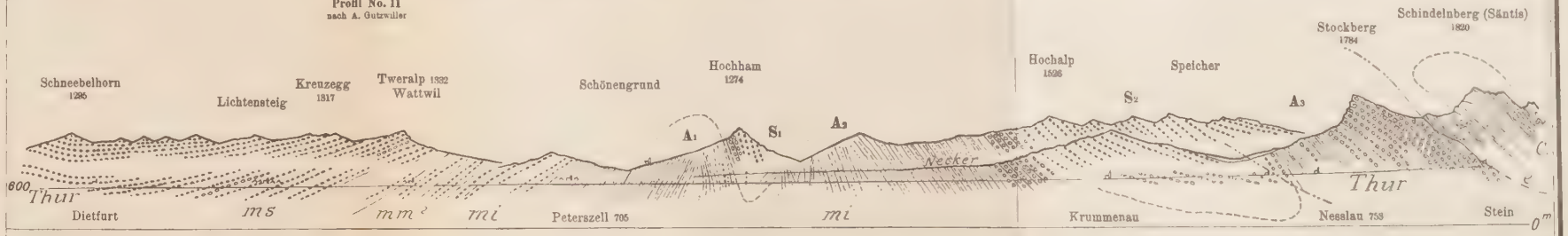
	Kalk-N.	polygene	Sandsteine	Mergel	
Sarmatien (mol. supér.)					ms
Vindobonien Burdigalien (mol. moy. (marin))					mm mr
Aquitanien (+ Stampien) (mol. infér.)					mi

e = Flysch, c = Kreide, J = Jura

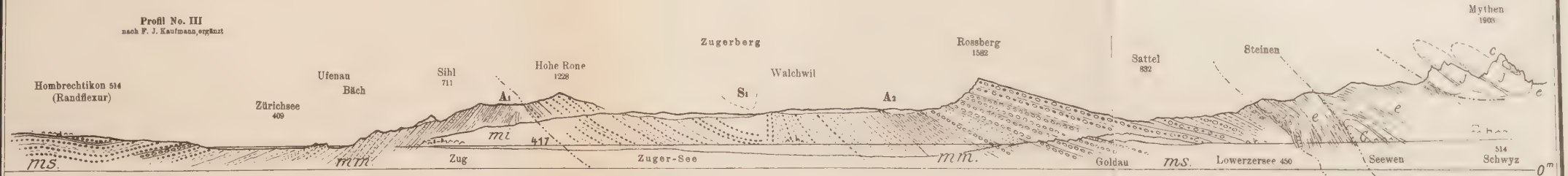
Profil No. I
nach A. Gutzwiller



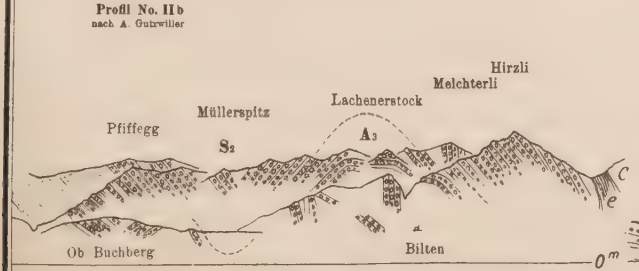
Profil No. II
nach A. Gutzwiller



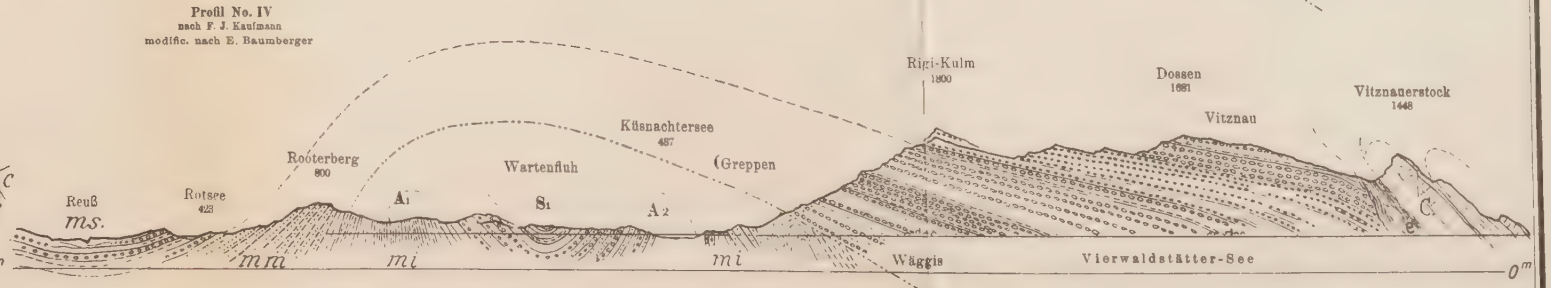
Profil No. III
nach F. J. Kaufmann, ergänzt



Profil No. IIb
nach A. Gutzwiller



Profil No. IV
nach F. J. Kaufmann
modific. nach E. Baumberger



Es war naheliegend, die große Nagelfluhmächtigkeit am Alpenrande dadurch zu erklären, daß die Molasse doppelt liege, daß sie am Alpenrande über sich selbst zurückgeschlagen sei. Die häufigen roten Mergel zwischen den obersten Nagelfluhbänken erinnerten an aquitane rote Molasse, d. h. das tiefste schien oben aufzuliegen. Gutzwiller, Alb. Heim und andere, weit bestimmter noch Burckhardt hatten diese Auffassung vertreten.

Dann aber sind Bedenken dagegen aufgetreten. Diese obersten Nagelfluhbänke, die den Rücken gegen die Alpen wenden, liegen ganz konkordant auf allen tieferen auf. Eine Muldenumbiegung in der Tiefe läßt sich nicht finden, und zur Annahme dieser Komplikation ist kein bestimmter Grund vorhanden; die roten Mergel sind nicht aquitanische rote Molasse. Die Kontaktfläche gegen den an- und aufliegenden Flysch ist unter allen Umständen anormal. An manchen Orten, z. B. am Thunersee, stößt die Molasse fast horizontal gelagert am steilen Flysch ab; sie liegt dort fast ungestört. So ist man mehr und mehr wieder auf die alte Auffassung von Studer und Kaufmann zurückgekommen, daß in Rigi, Roßberg, Speer usw. eine, wenn auch rückläufig einfallende, doch normale einfache Schichtfolge vorliege und die obersten Nagelfluhschichten die jüngsten des erhaltenen Schichtsystemes seien. Am meisten haben dieser Auffassung zum Durchbruch geholfen die voneinander unabhängigen Beobachtungen von Rollier und Baumberger, die ersteren durch den Fund von Muschelbänken im Südschenkel der ersten Antiklinale, die letzteren durch den Nachweis eines mächtigen Rigigewölbes, das die früher für so maßgebend gehaltene erste Synklinale überspannte und Dislokationsdiskordanz unter seinem steifen Südschenkel zeigt.

Im Gegensatz zu den vor 5—10 Jahrzehnten angenommenen Erklärungsversuchen für die Molasselagerung bleibt noch besonders hervorzuheben, daß echte Verwerfungen, d. h. primäre Vertikaldislokationen, in der subalpinen Molasse nirgends gefunden worden sind. Die Bruchbewegungen der subalpinen Molasse sind besonders Scheitelbrüche und Aufschiebungen an solchen. Transversalverschiebungen sind wohl deshalb selten, weil der die Molasse dislozierende Horizontalschub zu allgemein und gleichmäßig war. Die „failles“ in der Freiburger Molasse (Gilliéron) sind unbestimmte Vermutungen. Überall findet man nur die Formen eines Horizontalschubes mit seinen Stauungen, Knickungen und hie und da Brüchen mit Aufschiebungen, aber keine echten Verwerfungen.

Eine durchgreifende Revision der Tektonik der subalpinen Molasse wird jetzt, da die Schlüssel zum Verständnis gefunden sind, eher auf Erfolg rechnen können, als dies noch vor wenigen Jahren der Fall war. Sie erfordert aber noch große konsequente Arbeit, die vielfach durch die Diluvialbedeckungen erschwert wird.

4. Alter der Molassedislokation.

Allgemeine Erhebung der Molasse. Harmonische Dislokation ihrer verschiedenen Stufen, alles nachsarmatisch dislozierd, größtenteils vordiluvial. Beweisende Profile in Rhein-, Aare- und Limmattal, Uznach, Molassedislokation pontisch und pliocän. Diluviale Dislokationen am Rheintalgraben, Fort de l'Ecluse, Genf, Schwörstadt bei Eglisau, Teufelskeller bei Baden, Bodensee, alpine Randflexur.

Wenden wir auf unsere Molasse das alte Prinzip an: In einer bestimmten Zone ist die Dislokation jünger als das Dislozierte und älter als das nicht Dislozierte.

Maßgebend für die ganze Gestaltung unseres Landes ist die allgemeine Erhebung der Molasse. Ihre marinen Ablagerungen finden wir jetzt, auch wo sie flach liegen und nicht speziell durch Alpen oder Jura aufgerichtet sind, durchweg in Höhen von ca. 300—400 m in der Ostschweiz, 500—650 m in der Mittelschweiz, 800—1000 m in der Westschweiz. Die obere Süßwassermolasse der Ostschweiz kann sich auch kaum als Hochplateau abgesetzt haben. Die ganze Molasse ist also jedenfalls in der ihrer Ablagerung nachfolgenden Zeit um einige 100 bis zu 1000 m gehoben worden, und vielleicht hat diese Hebung sich noch teilweise im Diluvium fortgesetzt. Erhebung lieferte Gefälle. Am auffallendsten und sofort zu beurteilen ist die Molassedislokation in der subalpinen Region, am Jurarande und im Innern des Jura.

Überall in diesen Zonen zeigt sich, daß die verschiedenen Stufen der Molasse untereinander harmonisch disloziert sind. Lokale Diskordanzen innerhalb verschiedener Molasseschichten sind durch gleichzeitige ungleiche Bewegung verschiedener Schichtkomplexe entstanden. Auf Lücken in der Molasseschichtreihe folgen annähernd parallele Transgressionen. Wenn wir auch noch die vielen kleinen lokalen Diskordanzen ausschalten, die auf Deltastruktur beruhen, so müssen wir sagen, daß innerhalb der Molasse eine Diskordanz durch ältere Aufrichtung und jüngeren Absatz nirgends zu finden ist. Auch die jüngsten Molasseschichten, diejenigen der Oehningerstufe, sind harmonisch mit disloziert. Sie stehen in den Juramulden gerade so senkrecht wie die aquitanen Mergel, sie sind subalpin in konglomeratischer Fazies parallel den älteren Molassegesteinen aufgerichtet. Keine Molassestufe setzt etwa an der Aufrichtung einer anderen, z. B. vor der nördlichen Antiklinale ab. Die ganze Molassefaltung ist also nach-sarmatisch. Darin liegt die Begrenzung der Dislokationszeit rückwärts nach ihrem Alter.

Suchen wir die Begrenzung nach ihrer Jugendlichkeit zu begrenzen.

Es gibt eine Anzahl von gut zu beobachtenden Profilen, welche uns alle beweisen, daß sowohl die allgemeine Molassehebung sowie die jurassische und alpine Molassefaltung in der Hauptsache vor dem Diluvium sich fertig vollzogen hatte, und daß spätere Dislokationen nur noch schwache und meistens mehr lokale Nachklänge sind.

Ich verweise auf folgende Erscheinungen: Die Molasseschichten steigen in der nördlichen Hälfte des Molasselandes und besonders nahe dem Jurarande nach Norden, also gegen den Jura hin sanft an, währenddem alle Diluvialschotter, Deckenschotter wie Hochterrasse und Niederterrassenschotter, sowie alle Seitenmoränen in dieser Richtung mit regelmäßigem Gefälle stärker als die jetzigen Talgründe gegen N und NW fallen. Es gilt dies in der nördlichen Hälfte des Molasselandes vom Bodensee bis Murtnersee. Besonders deutlich wird diese Erscheinung da, wo der Deckenschotter mit Gefälle gegen NW transgrediert über obere Molasse, marine Molasse und untere Süßwassermolasse, die sukzessive aus der Tiefe gegen NW aufsteigen. Dies ist z. B. sehr schön am Heiterberg S. Baden und NW der Lägern zu konstatieren. Die Gefällsverhältnisse, selbst des älteren Deckenschotters, werden auch da nicht gestört, wo er auf die präglazialen Abwitterungsflächen des steil aufgerichteten Jura und der Trias des Kettenjura und über den Plateaujura hinaus bis an den Gneis des Schwarzwaldes übergreift (Aarequertal, Rheintal von Zurzach bis gegen Laufenburg), und es fügen sich auch die anderen vermutlichen Reste der präglazialen Oberfläche, die nicht gerade mit Deckenschotter geschützt sind, diesem Schema ein (verglichen Fig. 30).

Wenn der Deckenschotter von der Mitte des Molasselandes gegen den Jura ein etwas stärkeres Gefälle hat als die tieferen Terrassen, so könnte das als noch etwas wenig spätere Hebung der

NW

Profile
durch die subalpine Molasse

1 : 75 000

0 1 2 3 4 5km

A_0 = Nordgrenze der alpinen Aufrichtung (Prof. V u. VI.) und äußerste Antiklinalzone der Westschweiz (Prof. VII u. VIII)

S_0 = Äußerste Synklinalen der Westschweiz

A_1 = nördliche Antiklinale } der Zentral-
S_1 = nördliche Synklinale } Ostschweiz

A_{2-3} = innere Antiklinalen

S_{2-3} = innere Synclinalen

Nagelfluh

	Kalk-N.	poly-gene	Sand-steine	Mer-gel
Sarmatien (mol. supér.) ms.				
Vindobonien Burdigalien (mol. moy. [marin]) mm				
Aquitanien (+ Stampien) (mol. infér.) mi.				

e = Flysch, c = Kreide, J = Jura

Profil No. VI
nach F. J. Kaufmann

Napf
1408

Breite Eb

ms

Profil No. VII
nach F. J. Kaufmann

A_0

Kurzenberg
1150

Linden

Staufen

Zäziwil
689

mm mm

Profil No. VIII
nach H. Schardt

Epalinges

Savigny

A_0

Tour de Courze
930

A_0

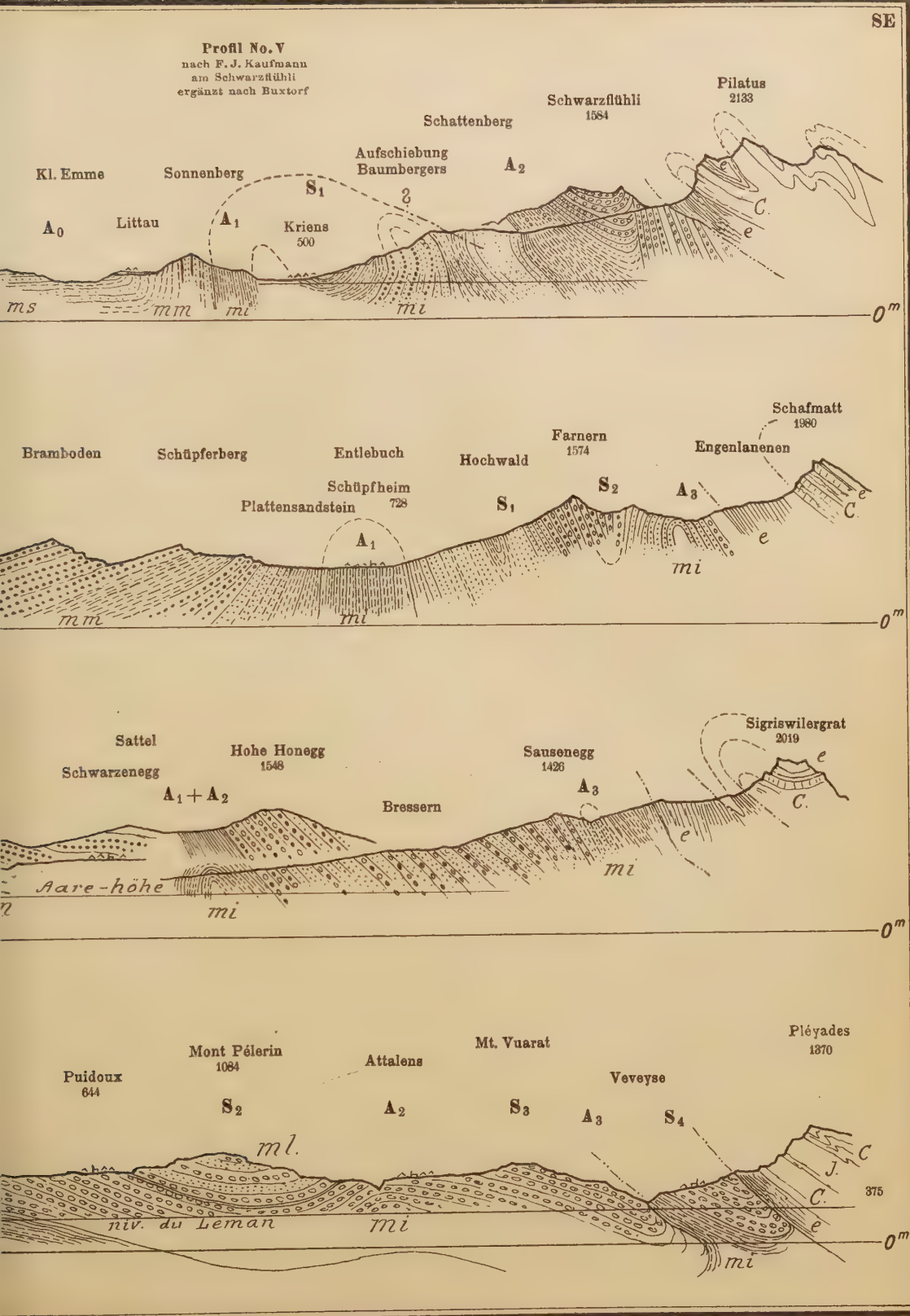
S_0

mm

mol. lausannienne

mi

Alb. Heim, Geologie der Schweiz.



Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Molasse im südlicheren Teile gedeutet werden. Der Betrag wäre aber verschwindend klein gegenüber derjenigen Hebung, die die Molasse überhaupt zum „schweizerischen Hochlande" gemacht hat. Die Einheitlichkeit des Deckenschottergefälles in der nördlichen Zone des Molasselandes beweist, daß seit der ersten Vergletscherung keine wesentliche allgemeine Dislokation der Molasse mehr in ihrer nördlichen Hälfte und durch Jura und Schwarzwaldrand eingetreten ist, im besonderen, daß keine Aufrichtung der Schichten mehr stattgefunden hat.

Wenn wir ganz ins Innere der subalpinen Molasse treten, so treffen wir ein sehr schönes Profil im Gebiete von Uznach. Auf den zu einer sanft talauswärts fallenden Terrasse aberodierten Schichtköpfen der senkrecht gestellten Molasse liegen flach mit sanfter Böschung talauswärts die Bändertone und Schieferkohlen der letzten oder vorletzten Interglazialzeit und darüber, ebenso flach, ausgedehnte Schotter und Moränen. Das gleiche wiederholt sich, zwar nicht so gut aufgeschlossen, an anderen Stellen, wie am Buchberg, und ähnlich bei vielen mehr lokalen Diluvialschottern der Zone der subalpinen Molasse, die alle annähernd horizontal den Schichtenköpfen der stark dislozierten Molasse aufgelagert sind. Lokalitäten dieser Art sind Schifflimacherswald bei St. Gallen, Bischofszell, Meinradsbrunnen zwischen Schindellegi und Biberbrugg, Schotter an der Sihl südlich des Etzel.

Die ältesten Schichten also, welche ungestört der dislozierten Molasse aufliegen, sind diluviale: Moränen und Schotter der ersten Vergletscherung (Deckenschotter). Diese Diluvialschichten sind auf Abrasionsplateau oder auf Terrassen in den in die Molasse und in den Jura eingegrabenen Tälern abgesetzt. Von pontischen oder pliocänen Schichten ist an der Nordseite der Alpen in der Schweiz nichts zu finden. Das waren die Zeiten der Hebung und Abspülung, nicht der Ablagerung. Wir kommen zu dem Resultate: Die allgemeine Hebung der Molasse und ihre schwarzwäldische, jurassische und subalpine Dislokation hat in der Hauptsache **vor** Diluvium stattgefunden. Für diese Dislokationen bleiben uns also nur die Zeitabschnitte des jüngsten Miocän (pontisch) und des Pliocän.

Nun aber muß in diesem Zeitraum nicht nur die Dislokation, sondern auch

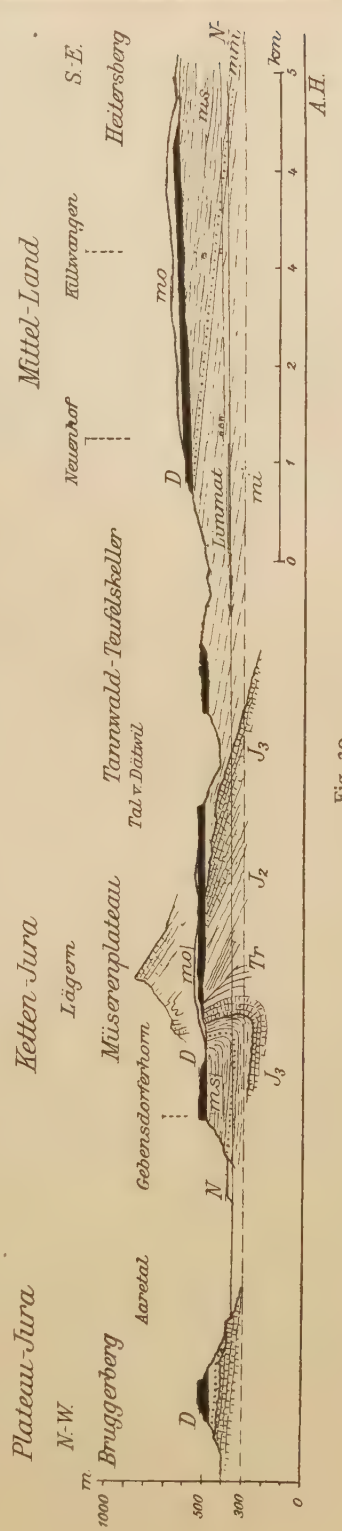


Fig. 30.
Profil vom Mittelland durch den Kettenjura bis in den Plateaujura.
Tr = Trias, J_2 = Dogger, J_3 = Malm, *mi* = oligocäne Molasse, *mm* = miocäne, marine Molasse, *ms* = sarmatische Molasse, *D* (schwarz) = Deckenschotter (Altdiluvium), *mo* = moräne der vorletzten Vergletscherung.

noch viel präglaziale Abrasion und subalpine und alpine Talbildung stattgefunden haben. Dazu mußte die Hebung die Erosion erst anregen. Wir dürfen uns deshalb die Hauptdislokationen in pontischer Zeit, die Abwitterung zu teilweiser präglazialer Fastebene und die präglaziale Talbildung mehr im Pliocän am wirksamsten denken.

Nun kennen wir freilich doch noch Anzeichen für lokale Dislokationen während der Diluvialzeit. Sie sind aber von geringem Betrag und ganz begrenzter Ausdehnung:

Der Deckenschotter bricht ganz wenig nördlich der „Breite" bei Basel ab. Der Hochterrassenschotter ist noch etwas weiter bis gegen Sierenz vorhanden; dort sieht man ihn mit abnorm starkem Gefälle unter die Niederterrasse tauchen. Die Oberfläche der Niederterrasse setzt nördlich darüber hinweg fort. Wir haben es hier mit dem Absinken des Rheintalgrabens zu tun. Der Hochterrassenschotter liegt jetzt nördlich unter den Alluvionen des Rheintales. Die Rheintalgrabenversenkung hat die älteren Diluvialbildungen mitbetroffen; sie fand hier zum Teil zur mittleren Diluvialzeit statt. Den Niederterrassenschotter hat sie anscheinend nicht mehr zur Tiefe gerissen.

Gleich vor dem Fort de l'Ecluse, wo die Rhone in die Juraquerschlucht tritt, zeigen sich ausgezeichnete Terrassen im Niederterrassenschotter beiderseits des Flusses etwa 20 m über demselben. Auf mehrere 100 m dem Fluß entlang steigen die Terrassen gegen den Jurariegel mit einigen Graden flußabwärts an, sind also rückläufig (Kilian). Hier handelt es sich ohne Zweifel um die Aufstauung des Jura an seinem inneren Rande, welche sogar noch postglazial sich etwas fortgesetzt und selbstverständlich mit den diluvialen Schottern auch die Molasse mit betroffen hat.

Argand (briefliche Mitteilung) weist darauf hin, daß die Arve in ihrem serpentinisierenden Querlauf vom Salève gegen den Jura im Becken von Veirier sich in den Diluvialschottern und Moränen flachen Boden ausgeweitet hat. Dann geht sie von Sierne bis Carouge in engem Einschnitt und mit viel stärkerem Gefälle durch die gleichen Diluvialbildungen. Nachher fließt sie quer über den flachen Talboden Genf-Plainpalais-Carouge und tritt abermals, mit der Rhone vereint, in enger tiefer Erosionsschlucht mit vermehrtem Gefälle in die Moränen und Schotter ein und schneidet in deren Grunde sogar noch Molasse an. Abwärts folgt wieder weiter Talboden in Schotter und Moränen eingeschnitten und die Molasse steigt lange nicht mehr in das Niveau des Flusses hinauf. Die Ursache für diesen in alpinstreichenden Zonen vor sich gehenden auffallenden Wechsel von ausgeglichener Ausweitung mit scharfem, engem, steilem Einschnitt des Querflusses kann kaum anders erklärt werden, als durch eine diluviale und noch heute fortgehende sanfte Faltung der Molasseunterlage, die hier in dem sich zwischen Jura und Alpen spitz einzwängenden SW-Winkel der Molassezone vor sich geht und gewissermaßen zwei sekundäre Parallel-Salève beiderseits von Genf aus der Tiefe sich erheben läßt. Die zwischenliegende Fortsetzung des Seetales ist mit 4 ‰ rückläufig. Es würden ohne eine stets neue schwellenerzeugende Bewegung des Untergrundes Flußgefälle und Gestaltung der Einschnitte sich längst ausgeglichen haben. Argand behält sich nähere Untersuchung vor.

Im Rheintal oberhalb Basel auf der Schwarzwaldseite von Schwörstadt bis Riedmatt zeigt sich der jüngere Deckenschotter (der obere fehlt dort) auf 6 km um etwa 20—25 m gegenüber seiner normalen Lage abgesunken (R. Frei). An eine Abrutschung sei nach den Lokalverhältnissen nicht zu denken, dagegen befinden wir uns hier in der Zone einer NS streichenden Absenkung mit östlich begrenzender Verwerfung, wie sie am Schwarzwaldsüdfuße und im Plateaujura nicht selten sind. Es ist somit sehr wahrscheinlich, daß es sich hier um letzte Bewegungen der NS streichenden Schwarzwaldbrüche handelt.

Außer den Jungdislokationen, die auch Penck namhaft macht, spricht Mühlberg von alten Deltarändern, für deren Niveau man kein unteres Ufer findet (Hallwilersee). Hug hebt die Schwankungen in Stand und Lagerung des Deckenschotters bei Eglisau und Kaiserstuhl hervor, die mit der Ebenheit des Hochterrassenschotter kontrastieren. Blösch glaubt, daß einzelne der Brüche des Plateaujura durch die Molasse und die Diluvialschichten mit abnehmender Sprunghöhe fortsetzen. Im Profil des Limmattales liegt der Deckenschotter des Teufelskeller bei Baden zu tief; er ist unter die normale Höhe eingebogen (Fig. 30). Es wäre wohl recht auffällig, wenn jede

Dislokation unseres vorher so bewegten Landes schon vor dem Diluvium vollständig ausgeklungen hätte. Auch die Erdbeben sind zahlreich genug, um ein Fortgehen mancher Bewegungen zu erweisen.

Endlich ist auch hier nochmals hinzuweisen auf die postsarmatischen bis rezenten Verwerfungen im NW-Gebiete des Bodensees, die die Deckenschotterstücke um 200—250 m verstellt und noch jüngeres Diluvium ergriffen haben (Schmidle).

Wiederum anderer Natur ist die alpine Randflexur in der Molasse, die wir in einem späteren Kapitel besprechen werden, die aber auch als eine zwischen den beiden ersten und den beiden letzten Eiszeiten stattgehabte diluviale Dislokation einzureihen ist.

5. Südrand der subalpinen Molasse.

Ältere Beobachtungen. Studers Randgebirge, verkehrte Schichtfolge am Molassesüdrand. Ernst Blumer und Arnold Heim: Anstoßen der Alpendecken an das vorher anerodierte Molassegebirge. Beweise dafür: Verhältnis der Säntisdecke zur Nagelfluh, Kreidegebirge auf den Schichtköpfen steiler Nagelfluh — überkippt, eingetaucht oder aufbrandend. Ausbiegung des Alpenrandes zwischen den Nagelfluhmassiven über die Molasse hinaus; ungleiches Streichen der Kreidefalten und der Molasse. Zerreißen der Kreidekette am Rigi. Abbrechen der Riginagelfluh gegen SW. Wiederholung gleicher Erscheinungen am Thunersee, 5 ähnliche Fälle. Die Überschiebung der Alpen über die Molasse.

Literatur:

C. Burckhardt, Kontaktzone, „Beiträge". Neue Folge, Lfg. II, 1893.
Ernst Blumer, Säntis-Ostende, „Beiträge". Neue Folge, Lfg. XVI, 1905.
Arnold Heim, Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge, Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 51, 1906.
A. Buxtorf, Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1908.
Arnold Heim, „Beiträge". Neue Folge XX S. 30 und Atlas Taf. XV.
„Beiträge", Spezialkarten Nr. 29 mit Erläuterungen, 44, 56, 66.

Von jeher hat das Verständnis der Grenzzone der Molasse gegen die eigentlichen Alpen, d. i. gegen die gefalteten marinen Schichten des Eocän und der Kreide, Schwierigkeiten bereitet, und im Laufe der Zeit sind sehr verschiedene Erklärungsversuche gemacht worden.

Hans C. Escher bemerkte schon 1811, daß das ältere Kalkgebirge an seinem Nordrande der Nagelfluh aufliege. Arn. Escher bestätigt dergleichen 1850, C. Brunner 1867. B. Studer (Geol. d. Schweiz II, 374—389) kennt überdies genau die Tatsache einer Diskordanz. Sie äußert sich besonders in dem Sinne, daß bald die flacheren Nagelfluhschichten an dem steileren Flysch abstoßen (Rigi, Thunersee), bald die Nagelfluhschichten steil gegen Süden zur Tiefe abbiegen, die Flysch- und Kreideschichten flacher darüber liegen (Säntis, Speer), und daß in dieser Grenzregion Verquetschungen auftreten. Dies im Zusammenhang mit der Tatsache der exotischen Gerölle in der Nagelfluh führte Studer zu der für lange Zeit sehr einleuchtenden Hypothese eines Randgebirges, das, nachdem es die Nagelfluhgerölle geliefert hatte, versunken und von den von Süden stoßenden Kalkalpen überdeckt worden sei. Für Studer blieb immer die Annahme tiefer Brüche mit Vertikalbewegung am Südrande der Molasse das Wesentliche. Bei andern älteren Profilen sehen wir am gewöhnlichsten einfach eine genau vertikale Verwerfungslinie zwischen die Nagelfluh und die Flysch-Kreide-Alpen gezeichnet.

Während F. J. Kaufmann stets stillschweigend normale Lagerung der an die Alpen grenzenden Nagelfluhzone angenommen hatte, deutete A. Gutzwiller in seinen Profilen eine nach Nord überliegende Synklinale an, indessen ohne seinen Standpunkt bestimmt zu kennzeichnen.

Die Beobachtung einer Anzahl von Stellen, wo zwischen Nagelfluh und südlich aufliegendem Flysch- und Kreidegebirge annähernde Konkordanz mit verkehrter, in der Kreide zwar stark reduzierter Schichtfolge vorhanden ist, ließen mich und andere, besonders C. Burckhardt, von der Molasse zur Kreide einen verkehrten reduzierten, gelegentlich zerrissenen Mittelschenkel annehmen. Dadurch wurde die Kontaktzone zur nördlich überliegenden Falte, die Nagelfluhanhäufung zum Muldenkern. Die Nagelfluh erschien an ihrem Südrande als über sich selbst zurückgeschlagen.

Heute liegt die Sache klar und die oben angeführten Theorien müssen verlassen werden. Den ersten bedeutenden Schritt haben Ernst Blumer und Arnold Heim getan; Buxtorf und andere haben sich bald angeschlossen. Das Nagelfluhgebirge war schon teilweise aufgestaut, erodiert und von Tälern durchschnitten, bevor die letzten Wellen der alpinen Deckenfalten an ihm brandeten, sich mit ihm zusammenschweißten und es zum Teil überschoben. Der alte Alpenschutt ist zur Brandungsschwelle der alpinen Bewegung für die oberen Lagen der Erdrinde geworden. (Taf. IV S. 44.)

Die Beweise für diese Auffassung sind folgende:

Die weit nördlich vorgestoßene gefaltete alpine Säntisdecke zeigt sich von einer Menge von Querbrüchen mit annähernd horizontalen Rutschstreifen durchsetzt. Von Westen gegen das Rheintal nehmen die Brüche zu, ihr Verstellungssinn ist zunächst wechselnd und sie greifen nicht in die vorgelagerte Molasse hinaus. Gegen Osten gewinnen sie mehr und mehr vertikalen Sinn mit Absenkung gegen das Rheintal. Die Hohekastendecke des Säntisgebirges durchquert das Rheintal in eingebrochenen Stücken, setzt aber östlich im Vorarlberg wieder in höhergestellten Klötzen und schließlich kontinuierlich fort wie andererseits westlich des Hohekasten. Die geologische Detailaufnahme läßt darüber keinen Zweifel mehr: das jüngste Produkt alpiner Faltung, die vorschiebende Säntisdecke, wurde über das schon vorhandene, im Nagelfluhgebirge ausgespülte Quertal des Rheines gestoßen und brach dabei in dasselbe ein (Ernst Blumer).

Am Nordfuße der Säntiskette finden sich einige Stellen (Berndli-Profil), wo deutlich zu sehen ist, daß die flachen Kreidefalten über die Schichtenköpfe der darunter steilgestellten Nagelfluh hinausgeschoben sind, und der Schluß liegt nun sehr nahe, daß überhaupt der ungleiche Widerstand der holprigen Molasseunterlage in der letzten Phase des Vorschubes die Querbrüche und Verstellungen in den alpinen Kreide- und Eocändecken erzeugt hat.

Die ganz steil südlich fallenden Nagelfluhschichten bei Stein im Toggenburg streichen unter dem klippenartigen Goggeyen durch und erscheinen in der Fortsetzung wieder. Der Goggeyen ist in einen Talzirkus der Nagelfluh, nachdem derselbe erst vom vorrückenden Flysch ausgekleistert war, eingesunken, vielleicht als Tauchdeckenstirn überkippt. Wo hingegen die vorliegende Nagelfluh hoch steht (Speer), brandet die Kreidefaltenstirn wie im Mattstock daran in die Höhe. SE unter dem Mattstock läßt sich die unebene alte Oberfläche der Nagelfluhschichtköpfe nachweisen, über welche die Deckenfalten diskordant vorgeschoben worden sind (Arnold Heim).

Zwischen den großen Nagelfluhmassiven Speer, Rigi, Thun, Vevey machen die alpinen Flysch-Kreideketten jeweilen eine starke nördliche Ausbiegung. Diese Nagelfluhmassive waren die Pfeiler, die Klippen, an welchen die letzten Alpenbewegungen etwas zurückgehalten wurden. Die Linien der Molasseantiklinalen und Synklinalen aber machen diese Ausbiegungen nicht mit, weil sie etwas älter sind. Vielmehr stechen sie mit unveränderlichem Streichen unter den ausgebuchteten, im Streichen schwankenden Alpenrand hinein. Die ausbiegenden relativ oberflächlichen letzten Wellen der Alpenbewegung haben die älteren geradlinigeren Molassefalten an denjenigen Stellen überflutet, wo schon vorher durch Abwitterung und Talbildung die Molasseschwelle erniedrigt war, so daß sie darüber hinausbranden konnten (verglichen auch Tafel V).

Die Kreideketten des Säntisgebirges streichen um 15—20° anders (mehr gegen NE anstatt gegen ENE) als die vorliegende und darunter hineinsetzende Molasse. Es sind also Molasse und

Kreide nicht miteinander zusammengefaltet worden. Die südlichste oder dritte Appenzellerantiklinale kommt schief unter dem Säntisgebirge hervor und streicht dann gegen Westen hinaus. Westlich der Linth stößt die gleiche Molassezone (Stockberg-Speer-Hirzli) schief gegen den Flyschrand der Alpen und taucht unter denselben hinein. Geht man von Niederurnen dem Kontakt entlang bis ins Wäggital, so sieht man, wie am Flyschkontakt erst die Schichten des im Linthtal noch mächtigen Südflügels der dritten Antiklinale eine nach der andern unter den Flysch verschwinden, bis der Flysch schließlich an den Gewölbekern des guterhaltenen Molassegewölbes und noch weiter westlich an den Nordflügel der dritten Antiklinale diskordant anstößt. Die Streichrichtung der Molasseantiklinale ändert sich nicht, sie ist älter als das Anstoßen des Flysch. In tieferes Niveau abgetragen, muß sie unter dem Flysch sich noch forsetzen. Wenn sie dagegen südlich des Rigi nicht wieder auftaucht, ist daran das starke allgemeine streichende Sinken gegen Westen schuld (E. Blumer, noch nicht publiziert). A. Jeannet fand neuestens die steil S. fallende Nagelfluh an den tiefsten Teilen der Gehänge des Alptales (S. Einsiedeln) überschoben, Schichtkopf auf Schichtkopf stehend, von der mächtigen Flysch und Nummulitenbildung jener Gebirge.

Am südöstlichen Molassesporn des Rigi ist die nördlichste Kreidekette zerrissen. Die Rigihochfluh ist weiter zurückgeblieben, der Vitznauerstock ist weiter vorgeschoben und diskordant an tiefere Schichten der Nagelfluh angestoßen, der Bürgenstock davon schief abgerissen. Die Kontaktfläche von Flysch und Kreide gegen Nagelfluh ist auch hier eine unebene Abwitterungsfläche der letzteren mit aufgeschürften und in den Flysch eingekneteten Nagelfluhfetzen. Diese Erscheinungen sind des genauesten neuerdings kartiert von A. Buxtorf: „Beiträge", Spezialkarte Nr. 29 mit Erläuterungen und Nr. 66.

Die allerauffallendste Erscheinung war mir immer das plötzliche Aufhören der enormen Riginagelfluh am Vierwaldstättersee. In streichender Fortsetzung der Riginagelfluh, nur 3—4 km gegen SW, liegt in tiefem Niveau der nördlich ausbiegende, gegen den Pilatus zielende Bogen eines Eocänkreidegebirges des Bürgenstock, und der 1400 m über den See emporragende Klotz der Riginagelfluh ist verschwunden. So kann diese Bildung hier nicht ursprünglich versagt haben, vielmehr ist die Rigi westlich gegen ein weites altes tertiäres Erosionstal abgebrochen. In ihrer Wurzel setzt sie gegen SW fort unter den Bürgenstock. Bürgenstock und Pilatus sind über die südwestliche Fortsetzung der Rigiwurzel hinausgefahren. Im Süden des Entlebuch reicht das Kalkgebirge bis hart auf die Rigiantiklinale, während wenigstens der ganze Südschenkel zum Teil pliocän erodiert unter Pilatus und Schafmatt liegen müssen.

Noch auffallender ist die Differenz im Streichen von Molasse und überfaltenden Alpen am Thunersee. Wie am Wäggiserbecken des Vierwaldstättersee erhebt sich auch da rechts enorme NE—SW streichende Nagelfluh, während links am Seeufer die überstoßenen Alpendecken mit Streichen W—E anstehen. Die Nagelfluh kann gegen Westen etwas absinken, vor allem aber ist sie westlich tief hinab denudiert. Dadurch konnte die Préalpes-Stockhornzone frei über die abgetragene Fläche hinauswandern. Bis hart an die hier mit westlichem Charakter ausgebildete nördliche Antiklinale hinaus haben die gefalteten Alpendecken die inneren abgetragenen Molassezonen überflutet (Arnold Heim).

Am Lemansee stechen die scheitelgebrochenen tiefen Kerne von stark abgetragenen Molasseantiklinalen unter den Préalpesdecken noch heraus. Die letzteren streichen stellenweise dort fast SN, die Molasse darunter SW—NE. Zum dritten Male begegnen wir hier am oberen Lemansee der Eigentümlichkeit, daß die Molassenagelfluh am rechten Seeufer mächtig entwickelt ist, in ihrer fortgesetzten Streichrichtung am linken Ufer dagegen fehlt, wiederum wahrscheinlich deswegen, weil sie westlich schon alt abgewittert und dann in ihren gebliebenen Resten von nördlich ausbiegenden Alpendecken überschoben worden ist.

An diese drei Fälle erinnert übrigens ein vierter Fall, wo ebenfalls östlich massenhaft Nagelfluh steht, nahe westlich daneben aber dieselbe stark aberodiert ist und an übergreifende Falten des Flysch-Kalkgebirges stößt. Es ist dies das Trepsental (Wäggital) zwischen Hirzli-Melchterli einerseits und Aubrigkette andererseits, nur ist's hier nicht so auffallend, weil kein See dazwischenliegt. Ein fünfter ähnlicher Fall liegt vielleicht im Zugerberg vor, dessen mächtige Sandstein- und Nagelfluhmassen, die schon östlich vom Hoheronen herüberstreichen, mit dem Westabfall abbrechen und westlich des Zugersees auf viel tieferes Niveau aberodiert sind. Allerdings folgt hier nicht Überflutung durch die alpinen Decken, weil wir uns schon zu weit außerhalb des Alpenrandes und im Schutz und Schatten des Rigiklotzes befinden.

Wir können also sagen, daß viermal längs der Schweizeralpen die Nagelfluhberge einen mächtigen Eckpfeiler bilden, über dessen westlich tief bis in die Wurzel abgetragener Fortsetzung die Deckenfalten vorgestoßen sind. Was für eine Ursache die viermalige Repetition dieser Erscheinung in gleicher Orientierung hat, ist unbekannt. Arnold Heim vermutet ein pontisch-pliocänes Längstal am Innenrand der Nagelfluhzone.

Daß der Flysch am Alpennordrand so ungleich breit ist, ist nun ebenfalls verständlich. Wo Molassesporne vorlagen, ist dies plastische Material meist weggedrückt worden, an anderen Stellen konnte es sich ergießen und häufen.

Eine Menge von weiteren Einzelheiten aus der Südgrenze der subalpinen Molasse bestätigen die Erosion der Molasse vor dem Anstoßen der inneralpinen Falten. Wir kommen bei Besprechung des Alpennordrandes darauf zurück.

Alle die bisher bekannten eigentümlichen Erscheinungen und auf den ersten Blick unbegreiflichen Verwicklungen, welche die Kontaktzone von Flysch-Kalkalpen mit subalpiner Molasse aufweist, scheinen mir völlig verständlich geworden durch die Annahme eines nachträglichen Zusammenschweißens der vorrückenden Alpendecken mit dem vorher schon erodierten Nagelfluhgebirge. Im besonderen ist nun völlig verständlich der gewellte Südrand der Molasseentblößung im Gegensatz zum geradlinigen Verlauf der tektonischen Linien der Molasse. In den Lücken zwischen den großen Nagelfluhstöcken sind die alpinen Decken in Bögen weiter hinausgegangen, an den Nagelfluhstöcken sind sie aufgebrandet, zurückgehalten und zerschellt.

Es ist nun aber auch deutlich, daß der Südrand der sichtbaren Molasse nicht zugleich überhaupt der Südrand der Molasse ist. Die Molasse reicht stellenweise noch weit unter die Alpen hinein und mag dort zum Teil sehr sonderbar zusammengestoßen sein. Das ursprüngliche Molassesüdufer mag ungefähr einer Linie Sennwald, Näfels, Brunnen, Sachseln, Beatenberg, Zweisimmen, Villeneuve, Bonneville entsprechen. Vielleicht reicht es noch weiter südlich. Wahrscheinlich aber ging die Molasse doch niemals bis an die autochthonen Zentralmassive hinan. Im unteren Teil der Val d'Illiez in Troistorrents, 21 km südlich des sichtbaren Molassesüdrandes, sind rote Mergel mit Pflanzen für ein aquitanisches Molassefenster in dem helvetischen Flysch angesehen worden. Schardt nimmt das in seinen Profilen so an, und auch Lugeon scheint von der Richtigkeit dieser Auffassung überzeugt zu sein. Ähnliche rote Mergel mit gleichen Pflanzen kommen allerdings auch im Flysch vor. Die Deutung des Fundes ist vielleicht nicht ganz sicher. Bei Bonneville (Savoyen) findet man im Grunde des Tales, das die Decken durchschnitten hat, ebenfalls noch eine weit einwärts unter die Alpendecken reichende Molasse. Argand läßt in seinen Profilen („Beiträge", Spezialkarte 64, Pl. II, Lfg. n. F. XXVII, 1911) die Molasse 20 bis höchstens 30 km südlich unter ihren sichtbaren Außenrand hineingehen, was immerhin noch 15—20 km nördlich des Randes des autochthonen Zentralmassives bedeutet.

Im Gebiete südlich von Genf, von Bonneville über Annecy bis Aix, verbindet sich das jurassische Verhalten der Molasse mit dem alpinen. Während wir in der ganzen Schweiz nirgends eine normale stratigraphische Folge vom Flysch zur Molasse finden, ist sie wohl hier vorhanden. Wir erwarten von einer Untersuchung in diesen Regionen noch manchen Aufschluß.

Die Dislokation der Molasse erscheint uns nun gewissermaßen als eine etwas verfrühte, schlußmiocäne oder pontische Bewegung, einheitlich, weil durch die

Generalwirkung der Alpenbewegung gebildet. Das Anstoßen und Aufstoßen der Alpendecken an der Molasse dagegen ist die letzte pliocäne Phase der Alpenbewegung. Daß dabei auch die Nagelfluhklötze noch etwas mitgestoßen und angeschürft worden sind, ist wohl wahrscheinlich.

6. Alpine Randabsenkung (Flexur) in der Molasse.

Rückläufiges Gefälle der flachen Molasse gegen die subalpine Zone hin. Einsenkung der Alpen und der Molasserandzone nach deren Durchtalung. Anzeichen einer mitteldiluvialen Randflexur des Molasselandes. Anzeichen dieser Senkung außerhalb im Molasseland und innerhalb in den Alpentälern, Aufschüttung der Talgründe bis in die Alpen hinein, Stromschnellen unvermittelt oberhalb der Aufschüttung. Südabhang der Alpen entsprechend. Einsenkung der durchtalten Alpen. Hochterrassenschotter, Niederterrassenschotter und Wallmoränen sind rechtläufig geblieben. Resultate, Ausmaß der Einsenkung, ältere Einsenkung der Alpen. Die Molasserandflexur ist keine Molasseantiklinale.

Literatur:

Kaufmann, Rigi und das Molassegebiet der Mittelschweiz, „Beiträge“ Lfg. XI, 1872.
Alb. Heim, Die Entstehung der alpinen Randseen, Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges., Zürich 1894.
A. Aeppli, Erosionsterassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees, „Beiträge“ neue Folge Lfg. 4, 1894.
E. Gogarten, Über alpine Randseen und Erosionsterrassen, 1910. Peterm. Ergänzungsheft 165.

Zwischen der eigentlichen scharf alpin dislozierten Zone der subalpinen Molasse und der vor dem Jura wellenförmig gestauten und dann am Jura oder Schwarzwalde aufsteigenden Molasse wird die Lagerung der Molasse meistens als horizontal bezeichnet, flach wäre zutreffender. Wirklich sicher exakt horizontal gelagerte Molasse gibt es wohl wenig. Wenn wir nun diese flache Lagerung genauer prüfen, so stoßen wir sehr häufig auf lokalen Wechsel, der von der Ablagerung herrührt, zum Teil aber auch auf eine große Dislokation, die später stattgefunden haben muß. Nach der Bildungsart der Molasse als geschlemmter Alpenschutt mußte die ursprüngliche Lagerung im großen ganzen, von lokalen Unregelmäßigkeiten abgesehen, zweifelsohne ein deutliches Wegfallen von den Alpen sein. Statt dessen treffen wir im Gebiet der „flachen“ Molasse bei Annäherung an die subalpine Zone ein Einsinken gegen die Alpen. Manchmal hat die Zone der alpenwärts einsinkenden Molasse eine Breite von nur einigen Kilometern. Alpenwärts krümmen die Schichten dann zum Anstieg gegen die erste Antiklinale auf. Manchmal aber greift eine sanfte Rückläufigkeit der Molasse vom Rande der subalpinen Zone 10—20 km weit in die relativ flache Molasse hinaus.

Am Schnebelhorn und Bachtel fällt die Molassenagelfluh einige Grade südlich. Das gleiche läßt sich deutlich erkennen in der alpinstreichenden Fortsetzung in der Umgebung von Hombrechtikon gegen Stäfa, zwischen Horgen und Richterswil und am Oberalbis. Kaufmann hat schon die Rückläufigkeit der Molasse mit 2—10° Fall gegen die Alpen in der Zone Hochdorf, Sempach, Ruswil und bis nördlich des Napf als eine allgemeine Erscheinung festgestellt. In den Umgebungen von Bern bis an die subalpine Zone ist das Fallen der Molasse alpenwärts von 5—10° sehr ausgebreitet und regelmäßig. Gerber hat dasselbe neuerdings genauer verfolgt: Vom Jura gegen S abfallend folgen in dem Querprofil, das gegen Bern geht, einige sanfte antiklinale Wellen, dann aber schon mehrere Kilometer nördlich Bern sanftes Südfallen, das nun auf einer Zone von 20 km Breite anhält, bis wir plötzlich auf 60—70° steil S fallende rote Molasse (Aquitanien) stoßen, die über das flach S fallende Vindobonien aufgeschoben erscheint (zwischen Aare und Sense). Weiter westlich nimmt überhaupt die nördlichste Antiklinale der Molasse die Form einer Flexur mit Absenkung der Alpenseite an. SSE von Genf fällt die Molasse durchweg flach gegen die Alpen ein.

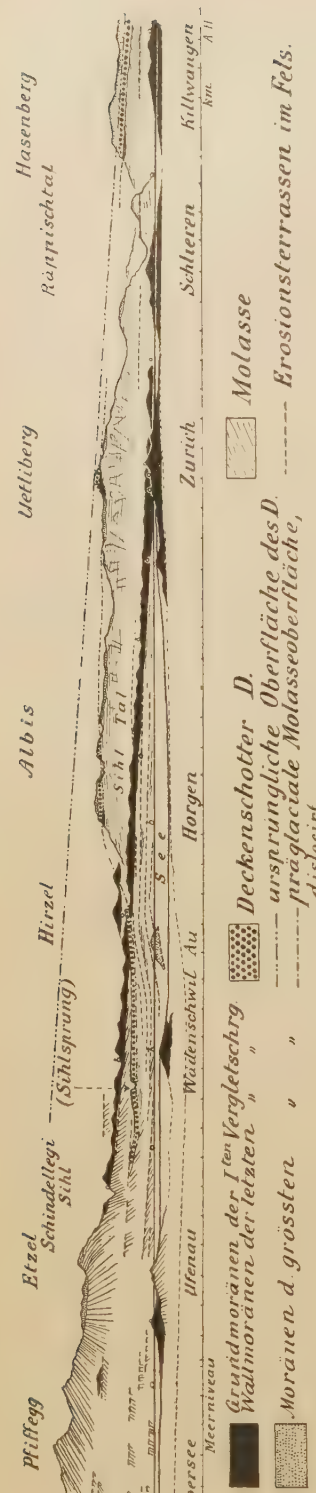


Fig. 31.
Längsprofil durch das Zürichseetal.

Diese Molasselagerung kann nicht ursprünglich sein; sie ist gegenüber der ursprünglichen Entstehungslagerung rückläufig; sie muß durch eine Dislokation entstanden sein. Und da diese Dislokation die Gestalt einer Absenkung der Molasse gegen den Alpenrand hin hat, so ist sie eine Art Flexur; wir nennen sie die alpine Randflexur oder Randabsenkung der Molasse.

Jedenfalls ist die alpine Molasserandabsenkung jünger als sarmatisch. Ihr genaueres Alter muß sich nach dem Prinzip bestimmen lassen, daß, was älter als die Absenkung ist, sich von derselben betroffen erweist, was jünger ist, keine Rücksicht auf sie nimmt. Einzig in den Erscheinungen der Diluvialzeit und ihren Beziehungen zur Molassesenkungszone wird die Lösung zu finden sein. Dies führt uns auf die Prüfung der Frage: was läßt sich überhaupt bis heute von diluvialen Dislokationen im Molasselande feststellen; denn alle Dislokationen, welche das Diluvium betroffen haben, müssen auch die Molasse verstellt haben.

Andeutungen dafür, daß noch in diluvialer Zeit Dislokationen in der Molasse vorgekommen sind und vielleicht noch fortgehen, hat zuerst Alexander Wettstein namhaft gemacht, indem er fand, daß manche Felserosionsterrassen in Molasse mit 7 °/₀₀ ein zu großes Gefälle hätten, das kaum ursprünglich sein könne, und daß dasselbe von einer muldenförmigen Einsenkung der Molasse zwischen Alpen und Jura herrühren müsse. Sodann habe ich 1890 gefunden, daß im Zürichseetale die typischen Erosionsterrassen in der Molasse eine flexurförmige Abbiegung mit rückläufigem Gefälle gegen die Alpen aufweisen, der das (übrigens kaum merklich zu starke) Gefälle von dort gegen Norden keineswegs das Gleichgewicht hält. Von der rückläufigen Terrassenzone weg weiter alpeneinwärts bis in die obersten alpinen Täler hinauf ist nur annähernd normales und auffallend gleichmäßiges Terrassengefälle vorhanden. Daraus ergibt sich, daß der Alpenkörper als Ganzes relativ zum Molassemittelland noch nach der Hauptdurchtalung eingesunken ist.

Brückner hat in „Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter" S. 500—525 versucht, meine und Aeppli's bezügliche Beobachtungen zu widerlegen und anders zu deuten. R. Frei wollte den Deckenschotter des Sihlsprunggebietes eher für Hochterrasse erklären. Ich selbst hatte infolge davon meinen früheren Standpunkt stillschweigend aufgegeben, bis ich im August 1913 eine eingehende Revision des Gebietes vornahm, zum Teil in Begleitung von Dr. Hug und Dr. Jeannet. Bei dieser Gelegenheit zeigte sich uns des klarsten, daß Brückner und R. Frei schwer im Irrtum sind, daß vielmehr Kellenholz—Sihlsprung—Baarburg—Lorzetobel ganz sicher eine rückläufige zusammenhängende Platte von Deckenschotter darstellen, und daß infolge davon an meiner und Aepplis Darstellung festzuhalten ist. (Näheres später in C. VI.)

Es war kaum denkbar, daß eine solche Erscheinung, wie der Südfall von Molasseschichten, Deckenschotter, Erosionsterrassen nur auf das Zürichseetal beschränkt sein sollte. Zwar hat bis zur Stunde noch niemand systematisch dem ganzen Alpenrand entlang darnach gesucht. Indessen kennen wir schon jetzt von Bayern bis Savoyen dem Alpenrand entlang reichliche Anzeichen für die Allgemeinheit einer jungen, etwa mitteldiluvialen Randflexur des Molasselandes. Die mir bisher bekannt gewordenen Tatsachen außer der Rückläufigkeit der Molasseschichten selbst, die dafür sprechen, sind kurz angedeutet die folgenden:

Nordrand der bayrischen Apen nach Penck rückläufiger Deckenschotter am Würmsee, Ammernsee, zwischen Kempten und Memmingen, bei Lindau.

Beweise für Einsenkung des Bodenseegebietes mit Dislokation von Molasse und Deckenschotter an Verwerfungen (Schmidle).

Terrassen, Reste alter Talböden am Grunde des Bodensee.

Deckenschotter von Bischofzell und am Tannenberg um 200—270 m zu tief.

Rückläufige Terrassen und Talboden bei Bütschwil—Batzenheid, an der Wasserscheide von Töß und Jona, bei Wald.

Berge in dem äußeren (d. i. nördlichsten) Teil der subalpinen Molassezone mitten im Tale in Schutt und Wasserfüllung getaucht, nur mit den Gipfeln noch isoliert vorragend (Buchberge, Lützelau, Ufenau).

Allgemeine Depression des ganzen Molasselandes auf der Zone Rapperswil—Wädenswil—Baar—Emmental—Bramegg.

Ablenkung alpiner Haupttalwege in das Streichen dieser Einsenkungszone (Linth aus dem Glattal ins Zürichseetal, Ablenkung der Reuß aus dem Sempacher- und Baldeggerseetal nach NE.

Felserosionsterrassen am Ufer des Zürichsee sich unter Seeniveau fortsetzend.

Rückläufige Terrassen am Zürichsee bei Männedorf—Stäfa und Horgen—Wädenswil ausgeschnitten in anders als die Terrassen fallender aber auch alpeneinwärts abgebogenen Molasseschichten (5 bis 8° südfallend, wo sie 3—4° Nordfall haben sollten).

Zu flacher Deckenschotter vom Uetliberg 873 m über Schnabel 880 m bis Albishorn 915 m und Oberalbis 890 m.

Rückläufiger Deckenschotter: Kellenholz 700 m, Baarburg 687 m, Lorzetobel 630 m, Sihlsprung 600 m.

Rückläufige Reste der präglazialen Molasseoberflächen und der Molasseflächen unter dem Deckenschotter in der Zone Hombrechtikon, Wädenswil, Menzingen, Eschenbach, Rothenburg, Malters, sowie auf der Strecke Uetliberg, Albis, Baarburg usw.

Rückläufige Molasse-Erosionsterrassen beiderseits des oberen Teiles des Sempachersees.

Typische Versenkungsgestalt (Einbuchtung in Seitentäler und Seitennischen) an den alpenwärts sich anschließenden Randseen (Zugersee, Vierwaldstättersee).

Vor wenigen Jahren glaubte Romer im Gebiete von Freiburg und Waadt eine ganze Menge von Rückwärtsverbiegungen von altfluvioglazialen Terrassen und Talböden um Beträge von in der Regel 60 m aufgefunden zu haben. Ich hatte noch keine Gelegenheit, diese Beobachtungen zu wiederholen, sie werden von andern in Abrede gestellt.

Gründe von F. A. Forel und H. Schardt für Entstehung der Juraseen und besonders des Lemansee durch Einsenkung der alpinen Regionen.

Gründe von Delébeque für Entstehung des Lac d'Annecy und de Bourget durch Einsenkung der alpinen Region.

Symmetrisch, wenn auch mehr ins Innere der Alpen greifend, sind die Erscheinungen am Südabhang:

Rückläufiger Deckenschotter bei Belluno, rückläufige Moränenterrassen und besonders Felsterrassen am Iseosee (Baltzer), ebenso am Comersee (Philippi, Wilmer), Einsenkung erwiesen durch Einbuchtung in Nebentäler am Luganersee und Langensee, Berg- und Gratgipfel aus der Kiesumschüttung der Poebene vorragend, mächtige Aufschüttung der Poebene auch unterhalb der äußersten Moränen.

Als ganz wesentlich ist hervorzuheben, daß alle diese Erscheinungen einzig und allein dem gleichen, den Alpen entlang streichenden Streifen angehören, in welchem auch die Molasseschichten außerhalb der eigentlichen subalpinen Molasse alpeneinwärts fallen. Sie gehören also alle zusammen, sie alle sind die Folge der gleichen Ursache, diese rückläufigen Molasseschichten, rückläufigen Reste präglazialer Oberflächen, rückläufigen oder zu tiefen Deckenschotter, zu tiefen Molasselandschaften überhaupt, ins alpine Streichen abgelenkten Molasseflüsse, rückläufigen und unterseeischen Terrassen, versenkten Berge usw.! Bald nehmen sie mildere Form bei größerer Breite an, bald ziehen sie sich auf schmälere Zone zusammen. Die Folgen erstrecken sich aber auch einerseits weiter außerhalb der Flexursynklinale ins Molasseland hinaus, und andererseits innerhalb derselben in die Alpen hinein.

Beweise, außerhalb der Absenkungsflexur selbst gelegen, dafür, daß das Gefälle des Molasselandes von den Alpen weg früher größer gewesen sein mußte und dann durch eine alpine Einsenkung kurz vor Ablagerung des Hochterrassenschotters abgenommen haben muß, liegen auch in den mit Hochterrassenschotter gefüllten Tiefrinnen, welche auszuspülen die jetzigen Flüsse nicht mehr das nötige Gefälle besitzen (vgl. Abschnitt B. V. 4).

Als Beweise innerhalb der Flexurzone für diese diluviale Einsenkung des ganzen Alpenkörpers mit seinen Randzonen sind ferner zu nennen: Ungeheure allgemeine Schuttauffüllung oder Wasserstauung (Randseen) in allen von den Alpen ausstrahlenden Haupttälern, besonders stark zunehmend von der Randflexur an alpeneinwärts. Schuttgrund oder Wassertiefe sind hier 100, meistens 200 m und mehr. Die Schuttauffüllung reicht hinein bis weit ins Innere des Gebirges. Mit Ausnahme etwa epigenetischer Stücke treffen wir im Flußgrunde keinen Felsen, weder im Molasseland noch am subalpinen Molasserande, noch weit bis ins Herz der Alpen hinein.

Das ist z. B. so am Rheine vom Rheintalgraben bei Bingen über den Bodensee bis Thusis und bis Disentis, an der Limmat durch das Molasseland hinein und in den Alpen bis Ragaz und bis hinter Thierfehd (1 Stde. hinter Linthal). Die Sihl treffen wir nur in epigenetischen Stücken auf Felsen; bis hinter Waag hinein fließt sie auf tiefgründigen Alluvionen. Die Reuß treffen wir erst bei Amsteg auf Felsen, die Aare erst im oberen Haslital; auch die Seitentäler weisen das gleiche auf: im Lauterbrunnental verläßt die Lütschine von oben kommend den Felsgrund schon bei Stechelberg für immer, die Kander hat vom oberen Anfang des Gasternboden an keinen Fels mehr in ihrem Bette. Die Rhone verläßt den Felsgrund schon einige Kilometer oberhalb Brieg und bleibt

dann stets auf mächtiger Schuttauffüllung mit Ausnahme epigenetischer Stücke und des Engpasses bei St. Maurice, wo vielleicht auch noch eine ältere tiefere Rinne zu finden ist.

Im Hintergrunde der alpinen Haupttäler schließen sich oft unvermittelt an die Schuttauffüllung Stromschnellen im Fels an, indem das zwischen Aufschüttung und Vertikalerosion gehörende Stück: Seitenerosion mit freier Serpentinenbildung ohne Zwang durch seitliche Schuttkegel, fehlt — es liegt unter Schutt verborgen. Solche Stellen plötzlichen Wechsels von mächtiger Schuttauffüllung zur Stromschnelle ohne Mittellaufstück sind Domletschgerebene Via Mala bei Thusis, Linth im Thierfehd (1 km hinter Dorf Linthal), Reuß dicht ob Amsteg, Aare bei Meiringen und hinter Hasligrund, Kander oberhalb Gasternboden, Rhone ob Brieg usw.

In den jetzt aktiven Hauptalpentälern finden wir eine normale Talverbreiterung durch Serpentinisieren (II. Stadium der Talbildung) nur selten und auf kurzen Strecken ausgebildet. Fast die gesamte Talverbreiterung (Seitenerosion) wird jetzt nur dadurch im Gang gehalten, daß die Schuttkegel der Seitenbäche den Fluß an die gegenüberliegenden Talgehänge zum Angriff drängen.

Auf der Nordseite der Alpen ist die Tiefe der jetzt schutt- oder seegefüllten Rinnen in der flachen Molasse meistens nur 30—70 m, selten erreicht sie 100 m, innerhalb der subalpinen Zone aber beträgt sie 200—300 m.

Der Südabhang der Alpen weist ganz gleiche Erscheinungen auf. Wasser- oder Schuttauffüllung reichen Hunderte von Metern tief im Tessintal von der Poebene weg 100—110 km weit in die Alpen hinein bis hinter Giornico, im Blegnotal bis Crumo, im Misoxertal bis Soazza, im Comerseetal vom Alpenrande 75 km weit bis Chiavenna usw. — Nirgends trifft man Fels im Flußbett mit Ausnahme epigenetischer Stücke.

Die jetzigen Gefälle der Alpenflüsse genügen nicht, den alten Felsgrund wieder anzugreifen. Eine solche Aufschüttung auf den alten Felsrinnen, eine solche Einfüllung der Täler mit bis über 300 m Schutt oder Wasser ist für meine Auffassung die Folge einer Einsenkung der schon durchtalten Alpen und dadurch einer Abnahme der Gefälle der aus ihnen herauslaufenden Talwege. Die großen Randseen der Alpen sind durch den gleichen Vorgang erzeugt, sie sind die noch nicht mit Gesteinsschutt völlig eingedeckten Teile des untergetauchten Talsystemes — ertrunkene alte Flußtäler, Folge der diluvialen Einsenkung der Alpen mitsamt ihren Randzonen.

Für diese Schutt- und Wasserauffüllung über viel tieferen Felstalgründen haben die Geographen unter Pencks Führung das Stichwort „glaziale Übertiefung" eingeführt und sehen die Versenkung der Talböden für Aushoblung durch Gletscher an. Wir haben schon betont, daß nicht nur die Täler, sondern auch die Höhen eingesunken sind. Auf die meiner Ansicht nach irrtümliche Auffassung der glazialen Übertiefung müssen wir in Abschnitt C. III. eintreten.

Für das Alter der Molasseeinsenkung längs des Alpenrandes ist am bezeichnendsten, daß da, wo zugleich die Molasseschichten, die präglaziale Molasseoberfläche, der Deckenschotter und die Erosionsterrassen der vorletzten Interglazialzeit rückläufig fallen, hingegen die Moränen der letzten Vergletscherung und die Teilfelder des Niederterrassenschotters ungestört mit dem ihnen normal zugehörigen Gefälle alles Rückläufige überkreuzen. Die Einsenkung der Alpen samt Randzone hat also, wenigstens zu einem großen Teile, nach den beiden ersten (Günz und Mindel) Vergletscherungen stattgefunden und ist vor der vorletzten Vergletscherung ausgeklungen. Sie folgt der mitteldiluvialen „großen Talbildung", deren Felserosionsterrassen noch etwas mitverbogen sind (vergleiche Fig. 31), unmittelbar nach.

Wir sind zu den Resultaten gekommen: 1. Die flache Molasse ist dem Alpenrande entlang gegen die Alpen hin eingebogen, 2. diese Einsenkung ist zu einem großen Teile diluvialen Alters, sie hat nach der größten diluvialen Talbildung und unmittelbar vor oder während der größten Vergletscherung stattgefunden, 3. sie gehört den Alpen an, die als Ganzes eingesunken und die Molasserandzone mit eingedrückt haben.

Wir wollen nun noch versuchen, ein Ausmaß für diese diluviale Einsenkung der Alpen zu finden. Dazu kann uns alles dienen, was Rückläufigkeit aus der Diluvialzeit aufweist. Das sind:

1. rückläufige Felserosionsterrassen,
2. „ Molasseschichten am Flexurrande,
3. „ Reste der präglazialen Oberfläche,
4. „ Deckenschotter,
5. „ Talböden.

Gut erhaltene rückläufige oder seenversunkene Erosionsterrassen kennen wir nur aus den tiefsten Teilen der Molassetäler; sie sind bloß die Zeugen der letzten Phase, also des letzten Teiles der zu untersuchenden Bewegung. Sie beweisen eine Rückeinsenkung der alpinen Seite um 50—100 m.

Die zu messende Bewegung hat allerdings in ihrem ganzen Betrage die Molasse ergriffen, allein sie ist nicht beschränkt auf die Zone der südfallenden Molasse. Vielmehr bezeichnet die letztere nur strichweise ihren Nordrand. Der Südrand der Abbiegung liegt ganz im Innern der subalpinen Molasse und reicht vielleicht in die Kreidezone der Alpen. An der subalpin dislozierten Molasse kann aber nicht festgestellt werden, wie stark die Aufrichtung der Schichten gegen die Alpen vermindert oder überhaupt wie die Verstellung der Schichten durch die alpine Randabsenkung verändert worden ist gegenüber der präglazialen subalpinen Molassefaltung. Die beiden decken sich.

Wenn wir, so gut es auf Grund der bisherigen Beobachtungen möglich ist, den Betrag des Molasseschichtfalles bis zum Rande der subalpinen Zone schätzen, so kommen wir bis auf Absenkungen von mehreren hundert bis über 1000 m, letzteres z. B. im Profil von Bern.

Weiter kann die präglaziale Oberfläche helfen. Ihr gehören an: der Albisrücken unter dem Günzschotter, die Molasseoberfläche am Lindenberg, beide ca. 850—900 m, sodann die Molasseoberfläche unter der Deckenschotterplatte des Sihl-Lorzegebietes, die an der Baarburg bei 650 m liegt und im Lorzetobel bis ca. 580 m einsinkt. Wir gelangen unter Berücksichtigung des ursprünglichen Gefälles des Deckenschotters auf eine Einsenkung von über 300 m. Diese Zahl enthält die Fehlerquelle, daß die präglaziale Oberfläche uneben gewesen sein kann.

Benutzen wir die Rückläufigkeit des Deckenschotters. Am Albis liegt seine Oberfläche bei 900 m, im Lorzetobel und Sihlsprung sinkt sie auf ca. 620 m; das ergibt 280 m Einsenkung. Vielleicht ist aber der Deckenschotter des Sihl-Lorzegebietes nicht Günz, sondern Mindel; dann müßten etwa 100—150 m weniger angenommen werden. Indessen ist für das ursprüngliche Ansteigen des hcSotters gegen die Alpen in beiden Fällen wohl noch wieder über 100 m mehr dazuzurechnen.

Die Talböden, welche am unteren Ende der Seen auf 400—450 m stehen, sinken in den Seegründen von Walensee, Vierwaldstättersee, Thunersee, Lemansee auf 250—75 m Meerhöhe hinab, was einer Rückläufigkeit von 200—300 m und mit Hinzurechnung des ursprünglichen Gefälles durchweg über 300 m entspricht.

Wenn die Messung auf Grundlage genauerer Profile der Molasseschichtung wesentlich mehr als 300 m Einsenkung ergeben sollte, so müßte die Alpensenkung schon vor dem Diluvium begonnen haben, was denkbar ist.

Der Umstand, daß die alpinen Randseen, abgesehen von der Zuschüttung, von innen nach außen an Tiefe abnehmen, und daß die Rückläufigkeit der Terrassen,

die das jüngste Phänomen der Gruppe ist, dem äußersten Teil der Flexur und der Zone des rückläufigen Deckenschotters angehört, zeigt deutlich, daß die alpine Einsenkung in den Alpen selbst begonnen und dort am stärksten geworden ist, und daß sie von da an allmählich immer weiter hinaus durch die Randzonen und zuletzt noch über die subalpine Molasse hinausgegriffen hat. Dieser Gang der Sache ist mechanisch einleuchtend, weil die Einsenkung von der alpinen Überlastung aus veranlaßt worden ist.

Wir haben nun erkannt, daß der südliche Streifen des Molasselandes mitsamt der subalpinen Molassezone und den ganzen Alpen um rund ca. 300 m eingesunken ist. Vorher haben wir schon festgestellt, daß die Molasse des Mittellandes heute mehrere 100 bis 1000 m höher liegt, als sie gebildet worden ist. Die alpine Randeinsenkung bezieht sich aber nur auf den südlichen Streifen des Molasselandes. Dieser letztere muß im ersten Teil der Diluvialzeit um noch 200—300 m höher gestanden sein als heute. Der mittlere und nördliche Teil, wo keine Spuren der Rückläufigkeit mehr zu finden sind, mag in seinem Niveau sich seit der pontisch-pliocänen Hebung ziemlich gleich geblieben sein.

Schon früher ist davon gesprochen worden, daß das Niveau der subalpinen Molasse an manchen Stellen, z. B. südlich des Lemansee, SW des Thunersee, SW des Vierwaldstättersee, unter dem Bürgenstock usw. durch Erosion so erniedrigt worden war, daß die letzten alpinen Deckenschübe darüber hinaus vorrückten. Jene Abwitterungsflächen der Molasse unter Grammont, Stockhorn, Bürgenstock, Aubrig, Ostende Säntis usw. liegen jetzt tief unter jeder ehemaligen Erosionsbasis. Zwei allgemeinere tektonische Übertiefungen, eine pontisch-pliocäne und eine mitteldiluviale haben sich summiert und große Komplikationen in der Talgeschichte bedingt.

Es geht nicht an, diese Molasseflexur als eine gewöhnliche schwache Molasseantiklinale anzusehen, welche die große Molasseantiklinale I am Außenrande begleitet; denn es bleibt die wesentliche Differenz, daß die letztere älter (pontisch-pliocän), die erstere jünger (bis Mitteldiluvium) ist, und daß die jüngere Bewegung flexurartig einseitig durch Vertikalbewegung der südlicheren Zone, nicht aber durch direkte Wirkung von Horizontalschub entstanden ist, und durch die Alpen hineingreift.

7. Altersfolge der Vorgänge.

Aus unseren Betrachtungen über die Tektonik der Molasse in den vorangegangenen Abschnitten ergibt sich folgende Altersfolge der Vorgänge:

Oligocän und Miocän bis und mit Sarmatisch: Beginn der Alpenbewegung in den inneren und südlichen Zonen, Anschwemmung der Molasse am Nordrande, Vorrücken und Abspülen der vorrückenden ostalpinen und präalpinen Decken; helvetische Decken noch nicht bis auf die Kreide entblößt, alpine Delta und Schuttkegel vorrückend bis an den Schwarzwald.

Pontisch und Alt-Pliocän: Hebung des Molasselandes um einige hundert bis über tausend Meter, Faltung des oligocänen und miocänen Alpenschuttes, d. h. der Molasse am Alpenrande zu einem alpinen Vorgebirge in 1—3 Gewölben und gleichzeitig damit Erosion und Durchtalung der subalpinen Molasse, beginnend

im Pontischen, sich steigernd im Pliocän. Gleichzeitig Faltung der Molasse in der Kettenjuraregion und am Rande des Kettenjura; Abwitterung über den Juragewölben.

Pliocän: Vorrücken der alpinen Decken über das erodierte Molassegebirge und Brandung an demselben; mächtige alpine Erosion, Abrasion eines Teiles des gehobenen Molasselandes und einiger Teile des Juragebirges zu einer von den Alpen abfallenden Fastebene. Ausklingen der alpinen Faltung.

Alt-Diluvium: Erste alpine Vergletscherungen, Deckenschotter diskordant auf der vorher mit dem Jura harmonisch gefalteten und erodierten Molasse.

Mittel-Diluvium (große Interglazialzeit):

1. Starke Talerosion in Alpen und Molasseland, Erosionsterrassen der Talgehänge, Erosion der tiefsten Talrinnen, größte Taltiefen.

2. Einsenkung der Alpen und ihrer Randzonen, Zuschüttung der tieferen Rinnen mit Hochterrassenschotter; Ausbildung der Molasserandflexur, Rückwärtseinsenkung des Deckenschotters und der Reste der präglazialen Oberfläche und Verbiegung der Erosionsterrassen in der Zone der Randflexur. Bildung der Randseen. Im Norden Dislokation der Hochterrasse durch fortdauernde Einsenkung des Rheintalgrabens.

Jung-Diluvium: Größte Vergletscherung („Altmoränen") und letzte Vergletscherung („Jungmoränen"), Aufschüttung von Moränenlandschaften und Schotterterrassen, viele Talstauungen, viele Flußablenkungen, keine größere allgemeine Dislokation mehr.

B. Das Diluvium.

Einleitung.

Das Molasseland, seine Berge und seine Täler, sind überstreut mit Gesteinsschutt, der zum größten Teil aus den Alpen stammt. Zuerst fielen die größeren Blöcke auf, die sich verirrt hatten von ihrem Heimatfels; man nannte sie „Fündlinge", „Irrblöcke", „erratische Blöcke". Später wurden noch andere mit den erratischen Blöcken in Beziehung stehende Erscheinungen gefunden, wie geschrammte Felsunterlagen, Moränen, Kieslager usw. Schließlich gelangte man zu der Bezeichnung „Erratikum" für diese sämtlichen Gebilde, deren Entstehung sich einzig aus einer einst viel größeren Ausbreitung der Gletscher erklären läßt, und deren zeitliche Zugehörigkeit zur Diluvialperiode erkannt worden war.

Das Erratikum bestimmt vielfach im schweizerischen Mittellande die Oberflächengestaltung und die Kulturfähigkeit. Aber seine Bildungen reichen auch hinein in und über das Juragebirge bis an den Schwarzwald und sind auch in den Alpen reichlich vertreten. Wir können sie nicht verstehen, ohne sie über das ganze Schweizerland und über seine Grenzen hinaus in einem Male zu betrachten. Die Behandlung des Diluvium (welche Bezeichnung für unser Land praktisch fast gleichbedeutend mit Erratikum ist) für Molasseland, für Jura und für Alpen zu trennen, wäre unzweckmäßig. Wir schließen deshalb die Besprechung des Diluvium der ganzen Schweiz in die Darstellung des Mittellandes ein, weil hier das Diluvium seine weitaus größte Bedeutung hat.

Eine Darstellung nach Gegenden würde einen viel zu großen Umfang einnehmen. Einzelne Gegenden sollen uns nur als Beispiele dienen. Wir wollen die verschiedenen Erscheinungen des schweizerischen Erratikums in der folgenden Reihenfolge besprechen:

I. Gletscherschliffe auf anstehenden Felsen.
II. Riesentöpfe (Gletschertöpfe).
III. Erratische Blöcke und Ausbreitung der diluvialen Gletscher.
IV. Moränen.
V. Diluviale Schotter.
VI. Interglaciale Ablagerungen.
VII. Diluviale Aufschüttung und deren Lagerungsstörungen.
VIII. Organische Reste des Diluviums.

Sodann werden wir uns einer Besprechung der jetzigen Oberflächengestaltung im Molasselande als Resultat der kombinierten Wirkungen von Dislokationen, Wasser und Gletscher zuwenden (Abschnitt C.).

Ich setze als bekannt voraus, daß die Diluvialzeit unser Land mit einer Mehrheit von Vergletscherungen („Günz"-, „Mindel"-, „Riß"- und „Würm"-) bedacht hat, deren Wirkungen wir auseinanderhalten müssen und zu einem großen Teile deut-

lich auseinander halten können. Den späteren Ergebnissen vorgreifend kann deshalb auch schon hier auf folgende Erscheinungen hingewiesen werden:

Die erste und zweite (Günz- und Mindel-) Vergletscherung haben uns nur Grundmoränen und Schotterreste auf den alten Plateauresten des Molasselandes übriggelassen. Erst die vorletzte oder größte und die letzte Vergletscherung ließen uns außer Grundmoränen und Schottern auch noch erratische Blöcke und Wallmoränen, und die letzte Vergletscherung auch noch Drumlin zurück. Die bisher gefundenen wirklich glacialen „Gletschertöpfe" gehören ebenfalls den jüngeren Vergletscherungen an, ebenso die noch erhaltenen anstehenden Gletscherschliffe. Bis jetzt konnten meines Wissens Gletscherschliffe auf anstehendem Fels unter den Günz- und Mindel-Grundmoränen noch nirgends beobachtet werden, obschon sie gewiß nicht fehlen. Die beiden ältesten Vergletscherungen kennen wir nur aus den Vorlanden. In den Alpen selbst sind ihre Reste wohl durch Abwitterung und Talbildung vollständig verschwunden, oder, wo sie vielleicht sich noch erhalten haben sollten, sind sie nicht aus denjenigen der zwei letzten Vergletscherungen auszuscheiden. Die Haupttalbildung im Molasselande erfolgte nach den beiden ersten und vor den beiden letzten Vergletscherungen.

Auf die hie und da wieder auftauchende Meinung einzutreten, es habe nur eine Eiszeit gegeben, halte ich für überflüssig, indem jeder objektive Leser aus dem Nachfolgenden zahlreiche Beweise für die Mehrteiligkeit der Eiszeit herauslesen kann.

Hauptliteratur:

Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, 1909.

Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, besonders die Bände erste Folge: 14, 19, 24, 30, neue Folge: 1, 4, 15 und Spezialkarten Nr. 10, 11, 12, 15, 25, 31, 34, 35, 36, 45, 54.

Fr. Mühlberg, „Berichte über die erratischen Bildungen im Aargau", in Festschrift der Aarg. naturf. Ges. 1869 und Mitt. Aarg. naturf. Ges. 1878.

Einzelne Teile betreffende Literatur werde ich über jedem Abschnitt zitieren.

Das Werk von Penck und Brückner umfaßt eine Masse von Tatsachen und Beobachtungen und schafft daraus ein großes Gesamtbild. Wer seither über das Erratikum irgend eines zu den Alpen gehörenden oder ihnen anliegenden Gebietes schreibt, hätte Penck und Brückner Schritt für Schritt zu zitieren und sich an dieses gewaltige Werk stets anzuschließen. Ganz vortrefflich sind darin die Übersichtskärtchen der verschiedenen erratischen Gebiete. Ich habe mir sogar die Frage vorgelegt, ob ich nicht einfach auf dieses Buch verweisen und in meiner „Geologie der Schweiz" das Diluvium dafür ganz weglassen sollte. Das Thema Diluvium und Oberflächengestaltung unseres Landes ist aber noch weit von Erschöpfung entfernt. Es bietet noch sehr viel Neues und es kann noch sehr verschieden angefaßt und dargestellt werden. Mein Bestreben ging nun dahin, diese Abschnitte nicht bloß zu einem Kommentar von Penck und Brückner zu gestalten, sondern ganz unabhängig davon in anderer Behandlungsart zu bearbeiten. Mir scheint, daß damit der Wissenschaft eher gedient sei. Wenn ich infolge dieser Tendenz in den Zitaten von Penck und Brückner spärlich geworden bin, so beruht dies keineswegs auf einer Geringschätzung des umfassenden Werkes, sondern eben auf der Absicht, nicht eine Wiederholung dessen zu bieten, was schon gut geboten ist. So kommt es nun aber auch, daß meine folgenden Abschnitte Penck und Brückner nicht ersetzen, und daß die Fragen, in denen ich von Penck und Brückner abweiche, mehr hervortreten, als ich es wünschte.

I. Gletscherschliffe auf anstehendem Fels.

Literatur:

L. Agassiz, A. Guyot et E. Desor, Système glaciaire, 1840.
Arn. Escher v. d. Linth, Sur quelques phénomènes des glaciers en Suisse. Bull. Soc. géol de France, 2me Ser. T. III pag. 231—237, 1846.

Wer über den Gotthardpaß, die Grimsel, den S. Bernardino, den Simplon usw. gewandert ist, der erinnert sich an die oben konvex abgerundeten und meistens in der Talrichtung etwas gestreckten Felshöcker, deren Oberflächen oft glänzend poliert, mit vertieften Schrammen und feinen Ritzen gefurcht sind und fast immer eine glatte allmählich ansteigende Stoßseite bergwärts, eine rauhe, weil nicht angeschliffene, plötzlich abfallende Abwitterungsseite talwärts aufweisen. Es sind die Rundhöcker oder „Surfaces moutonnées" (Saussure), wie wir sie genau so auch in Skandinavien, Finnland, Schottland, Grönland, Nordamerika usw. im Ausbreitungsgebiete des dortigen Erratikums wieder treffen. Am auffallendsten und am frischesten sind sie in der Nähe der jetzigen Gletscher an Gesteinen erhalten, die chemisch und mechanisch resistenzfähig sind, an Gneisen, Graniten, Dioriten, Serpentinen usw. An vielen Gletschern können wir sie unter dem Eis in Bildung begriffen beobachten. An den Rändern zurückweichender Gletscher erscheinen sie selbst in Kalkgesteinen noch mit frischer Politur, und von da beiderseits an den Gehängen über dem Gletscher können wir sie oft noch bis über 600 m höher hinauf verfolgen. Dann auf einmal hören sie nach oben auf und es folgt darüber rauher gezackter, scharf gegliederter Fels. Die Erkenntnis, daß es sich in den Rundhöckern der Alpen um Gletscherschliff handelt, stammt aus den Jahren 1835—1850 und ist seither in weitestem Umfange bestätigt worden. Bei härteren Gesteinen herrscht an frischem Gletscherschliff die Politur, bei weicheren die Schrammung vor. Auch erzeugt gröberes Grundmoränenmaterial mehr Schrammen, feineres mehr Politur. Es ist ein Leichtes, Gletscherschliff von andern ähnlichen Wirkungen zu unterscheiden (vgl. darüber A. Heim, Gletscherkunde S. 404 usw.).

Gletscherschliffe sind überall gelegentlich zu finden, soweit erratische Blöcke und Moränen reichen.

1. Inneralpine Gletscherschliffe.

Zwischen den der Diluvialzeit, der prähistorischen und der historischen Zeit zuzurechnenden Gletscherschliffen ist in manchen Alpentälern keine Grenze zu finden. Man kann nur im allgemeinen sagen: Je entfernter in Länge oder Höhe vom jetzigen Gletscher, desto älter muß der Schliff sein. In manchen alpinen Tälern (Oberaare—Haslital, Tessintal, Reußtal, Rhonetal usw.) kann man sehr schön sehen, daß die oberste Grenze der Gletscherschliffe gesetzmäßigen Verlauf hat: Sie steht beiderseits eines Tales annähernd gleich hoch, sie fällt mit dem Tale, steiler beim Eintritt in eine Talerweiterung, weniger steil vor einer Verengerung; nirgends steigt sie talauswärts an. Sie verläuft unabhängig vom Gesteinswechsel und der Gesteinslagerung.

Beispiele oberer Schliffgrenzen in hauptsächlich Granit- und Gneisgebieten:

Ort der oberen Schliffgrenze	Höhen in m über Meer: obere Schliffgrenze	Talboden	Eisdicke in m	
Rheingletschergebiet				
Ostseite Calanda	2100	ca. 560	1540	
Reußgletschergebiet				
An der Furka, Finsterstock	2650		210	
Bätzberg bei Andermatt	ca. 2400	1440	960	
An der Schöllenen	2400		1100	
Meiggelenstock	ca. 2350	980	1370	
Leidstock	ca. 2220?	775	1445	
Bristenstock	2200	600	1600	
Silenen	über 2000		über 1500	

Gefälle der oberen Schliffgrenze Bätzberg-Leidstock = 180 m auf ca. 9 km Länge = 2 %.

Aargletschergebiet				
Ewigschneehorn	3000	2300 jetzige Gletscheroberfläche	700	+ Mächtigkeit des heutigen Gletschers
Schreckhorn	ca. 3150	2500 jetzige Gletscheroberfläche	650	+ Mächtigkeit des heutigen Gletschers
Über Pavillon Dollfuß	2800	Grund ca. 2100	700	
Kl. Siedelhorn	2700	1870	830	
Juchlistock Grimsel	ca. 2500	1814	686	
Schaubhorn	ca. 2400	1570	830	
Stampfhorn	ca. 2230	1280	950	
Guttannen	2250	1050	1200	

Gefälle der oberen Gletscherschliffgrenze = 520 m auf ca. $12^1/_2$ km Länge, im Mittel = 4,2 %.

Rhonegletscher (eiszeitliche obere Schliffgrenzen in den jetzt noch vergletscherten Talstücken).

Am Furkahorn	2800		1000	
Eggischhorn	2700		1600	
Aletschgletscher				
Ober-Aletschgletscher: Sparrhorn S-Ende	2740		400	Höhe über der heutigen Gletscheroberfläche (Brückner, A. i. E.-A. S. 605).
Ober-Aletschgletscher: Fußhörner	2750		380	Höhe über der heutigen Gletscheroberfläche (Brückner, A. i. E.-A. S. 605).
Ober-Aletschgletscher: b. d. Klubhütte	2940		350	Höhe über der heutigen Gletscheroberfläche (Brückner, A. i. E.-A. S. 605).
Mittel-Aletschgletscher: Olmenhorn S-Seite	2800		400	Höhe über der heutigen Gletscheroberfläche (Brückner, A. i. E.-A. S. 605).
Mittel-Aletschgletscher: bei P. 3550	3100		450	Höhe über der heutigen Gletscheroberfläche (Brückner, A. i. E.-A. S. 605).
Fieschergletscher				
Triftgrat N-Ende	3100		300	Höhe über der heutigen Gletscheroberfläche (Brückner, A. i. E.-A. S. 605).

In diesen oberen Teilen der Gebirgstäler hat durchweg die obere Schliffgrenze ein viel geringeres Gefälle als der Talweg. Der Gletscher wird talabwärts mächtiger. Von dort weg dagegen wird das Oberflächengefälle des diluvialen Gletschers größer als dasjenige des Talweges, teils weil in den breiteren Tälern und im Vorlande der Gletscher durch Ausbreitung an Dicke rasch abnehmen mußte, teils weil hier die Abschmelzung stark zunimmt. In diesen Gebieten weiter draußen am Alpenrande und im Molasselande ist es aber nicht mehr die obere Schliffgrenze, sondern es sind Blöcke und Moränen, die uns von der Höhe der Eisfluth Kunde geben.

Die innern Alpen in den kristallinen Gebieten weisen fast durchweg schöne Schliff- und Rundhöckerlandschaften auf.

Alb. Heim, Geologie der Schweiz. Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

JUCHLIGRAT, AUSLÄUFER ZUR SPITALLAMM,

gesehen von der Grimselstraße nahe unterhalb des Grimselhospizes, Gipfel 2094 m üb. Meer, Aare ca. 1810 m — zeigt prachtvolle Gletscherschliffe in Granit, welche alle Oberseiten (links) der Bergecken in konvexen Formen abgerundet haben, ohne Trogform (konkav) zu erzeugen, oder den Vorsprung wegzuschleifen.

Phot. H. Mettler.

Beispiele solcher sind: Maloja-Oberengadin, Berninapaßgebiet, Serpentinregion bei Chiavenna, Splügenpaßgebiet, S. Bernardino, Umgebungen der Rofna, Vals am Weg nach Zervreila, Oberhalbsteinertal (auf Serpentinen), Verrucanogebiet von Brigels, St. Gotthard-Paßhöhe auf Gneisgranit, ebenso über Schöllenen und in der Umgebung von Wasen, Tessinertal an Gneisen und Graniten. In letzterer Region findet man vielfach z. B. östlich über Biasca die diluvialen Gletscherschliffe noch spiegelnd poliert. Weitere Rundhöckergebiete sind die Täler unterhalb des Fiescher- und des Aletschgletschers, die Gehänge ob Evionnaz bei der Pissevache, die Höhen des Grd. St. Bernhard. Allein das allerschönste Rundhöckergebiet der Schweiz ist wohl doch die Granitregion der Grimsel. Altberühmt ist der Boden um den Ausfluß des Gelmersee, die „Hehle (= glatte, schlüpfrige) Platte" zwischen Grimsel und Handeck. Die ausgezeichnetsten Gletscherschliffe, die ich kenne, sind dort diejenigen am S-E-Grate des Juchlistock (Taf. VIII). Schöne, frisch erhaltene Schliffe sind beim Bau der Grimselstraße 1890—1895 abgedeckt worden.

In allen diesen Rundhöckerlandschaften zeigt sich dem formensinnigen Auge sofort, daß der Gletscher nur die Kleinformen geprägt hat, aber größere Gestalten nicht zu formen vermochte. Wir kommen auf die Bedeutung und Nichtbedeutung der Schleifarbeit des Gletschers für die Oberflächengestaltung eingehender im Abschnitt C III zurück.

2. Abwitterung und Erhaltung der Gletscherschliffe.

Unmittelbar in den Umgebungen der jetzigen Gletscher sind die noch frischen Gletscherschliffe und Schliffrundhöcker ganz allgemein. Besonders schön und frisch sind sie jetzt auf den in den letzten paar Jahrzehnten durch das abnorme Schwinden der Gletscher weit entblößten Felsgletscherböden zu sehen.

Wo Gletscherschliffe in Granit, Serpentin, Diorit, Gneis usw. oder in Quarzit, Kalkstein noch frisch erhalten sind, spiegeln sie. Wenn nicht schon von Auge, so sieht man mit der Lupe die feinen Schrammen in der Schlifffläche am schönsten auf den Feldspatkörnern. Glimmer und Quarz bröckeln gewöhnlich zuerst heraus; die vorragenden Feldspatkörner halten noch die Politur. Bei den krystallinen oder klastisch körnigen Gesteinen schält der Frost allmählich Rinden von einigen Millimetern Dicke parallel der Außenfläche ab. Schliff und Politur sind verloren, aber die längsgestreckten Rundhöckerformen und auch breitere Furchen sind geblieben. Kalkrundhöcker verlieren durch chemische Auflösung an der Oberfläche schon nach einigen Jahren der Entblößung die Politur, nach einigen Jahrzehnten auch die feinere Schrammung. Nach einigen Jahrhunderten werden sie von zahlreichen Karrenfurchen in der Gefällsrichtung durchzogen (Fig. 32a). Fast niemals blättern Kalksteine parallel der Oberfläche ab, wie das bei kristallinen Gesteinen und Sandsteinen die Regel ist. Je weiter wir uns von den jetzigen Gletschergebieten entfernen, und je mehr wir in das Gebiet der mesozoischen oder eozänen Sedimente kommen, desto spärlicher, desto undeutlicher sind die Schliffe und endlich auch die Rundhöcker. Es ist das die Folge der zunehmend langen Zeit, seit welcher der Gletscherrückzug die Schliffe der Verwitterung preisgegeben hat.

Aber es gibt immer gelegentlich Stellen, wo der alte Gletscherschliff, seit seiner Entstehung geschützt durch undurchlässige lehmige Grundmoräne, bis in seine feinste Politur erhalten geblieben ist. Feste Bedeckung mit Ton ist ein sicherer Schutz. Gelegentliche Abdeckungen bringen frischen Gletscherschliff zum Vorschein.

Nur eine fortlaufende Registrierung solcher Gelegenheiten (bei Steinbruchbetrieb, Bahnbau, Straßenbau, Häuserbau usw.) gibt uns ein Bild von der Allgemeinheit der Erscheinung innerhalb des ganzen Erratikums.

Bei dieser Gelegenheit muß aber ausdrücklich davor gewarnt werden, jeden rundlichen Felsbuckel für Gletscherformung, für Gletscherrundhöcker anzusehen. Die Verwitterung, besonders die Abschälungen von Rinden durch Temperaturwechsel, bei welchem Vorgang die Rinden an Ecken und Kanten stets etwas dicker sind als auf großen Flächen, führt oft auch zur Abrundung. Ich habe in der Sahara so abgerundete Felsköpfe gesehen, die sicherlich, wenn sie in unsere Gegenden gestellt werden könnten, sofort allgemein für glaziale Rundhöcker gehalten würden. Gleiche Vorgänge finden auch bei uns statt, nur sind sie schwieriger isoliert zu beobachten. Talwärts gerichtete Schrammen auf den Buckeln und im Talweg gestreckte Form der Höcker sind immer das Entscheidende.

Fig. 32. Profilschnitte $^1/_{100}$ durch:
a Gletscherschliffbuckel mit nachfolgend beginnender Karrenbildung.
b Karrenfeld vom nachfolgenden Gletscher angeschliffen.

Ich habe angedeutet, daß Karrenbildung die Gletscherschliffe auf Kalkfelsen verdirbt. Es kann aber auch ältere Karrenbildung durch den Gletscher verdorben werden. Man findet dann (Fig. 32 b) deutliche Rundhöcker voll Karrenlöcher, die nur noch die tiefen Reste von alten Karrenlöchern sind, während die zwischenstehenden Rippen vom Gletscher abgeschliffen und nachher vielleicht abermals von jüngerer Karrenbildung wieder rauh gemacht worden sind. Falls lehmige Moräne abgelagert worden ist, so zeigen sich dann oft die alten Karrenlöcher mit Moränenlehm gefüllt und die Gletscherschliffe an Stelle der abgehobelten Karrenrippen unter dem Lehm glänzend erhalten. Eigentümlich ist die häufige steile Umrandung der mit Karrenresten versehenen Rundhöcker. Karrenbildung und Gletscherschliff haben wiederholt abgewechselt. Es gibt selbstverständlich an ein und derselben Stelle Karrenbildung sowohl älter wie jünger als die Vergletscherung (vgl. Arn. Escher und Ferd. Keller, Neujahrsblatt der naturf. Ges. Zürich 1840 und Arn. Heim und P. Arbenz in Stille, Geol. Charakterbilder Heft 10, 1912).

Um die Allgemeinheit der Gletscherschliffe im ganzen Gebiete des Erratikums darzutun, gebe ich einige Beispiele zunächst von Gletscherschliffen im Kalkalpengebiete, dann im Molasselande und endlich im Jura.

a) Diluviale Gletscherschliffe im alpinen Kalkgebiete.

Ofenberg (Kt. Graubünden), auf dem Pian dils Bofs für die Straße abgebaut, auf schwarzem Hauptdolomit.

Alveneu (Kt. Graubünden) auf Virgloriakalk, durch Straßenbau abgedeckt.

Filisur (Kt. Graubünden) auf Triasdolomit vorübergehend abgedeckt durch den Bahnbau.

In der Viamala-Schlucht treffen wir am Kalk des Bündnerschiefers ausgezeichneten Gletscherschliff an einer überhängenden Felswand unterhalb neben der untersten Viamalabrücke, abgedeckt durch Wegnahme der Moräne als Straßenschotter. Diese Stelle zeigt, daß der Gletscher tief in die enorm gegliederte Erosionsschlucht hinabgedrungen ist, ohne dieselbe in dem relativ weichen Gestein irgendwie zum U-förmigen Tale ausgeweitet zu haben. Die Meinung, die Vergletscherung habe die oberen breiten Terrassen ausgeschliffen und die tiefe Schlucht sei jünger, erweist sich hier als unrichtig. Der Gletscher wand sich auch durch die Schlucht, ohne sie auszuweiten (Fig. 60).

Gletscherschliff auf Bündnerschiefer im Fundament des Konviktgebäudes der Kantonsschule Chur und, weniger gut erhalten, auch in der Umgebung, Schrammenrichtung ENE.

Nördlich Trins auf Malm gegen 1900 m hoch und ebenso bei ca. 1200 m Schrammen in der Rheintalrichtung (W-E).

Im Malmkalk am Calanda gegenüber Chur.

An tithonischem Korallenkalk bei St. Peters im Taminatal wurde durch Steinbruchbetrieb ein großer Gletscherschliff an der Straße unter Grundmoräne entblößt und nachher zerstört.

An Nummulitenkalk beim Hotel Wartenstein Pfäffers.

Auf Malm der Steinbrüche südlich Trübbach im St. Gallischen Rheintal, unter Grundmoräne abgedeckt.

Gletscherschliffe am Schrattenkalk im Tobel ob Buchs und am Hirschensprung bei Oberriet und besonders schön am Montlingerberg („Inselberg") im St. Galler Rheintal.

Abgedeckt durch Straßenbau an der östlichen Ecke der Amdenerstraße ca. 250 m über dem Walensee, Gletscherschliff auf Gault.

Beim Eisenbahnbau am Walensee (Südseite zwischen Linth und Mühlehorn) sind durch Abdecken von Grundmoräne prachtvolle Gletscherschliffe in Tithonkorallenkalk und in Oehrlikalk entblößt worden und z. T. noch jetzt sehr schön zu sehen (über der Galerie).

Gletscherschliffe an Kieselkalk und Drusbergschichten Axenstraße, Ecke zwischen Tellsplatte und Axenmättli und noch an anderen Stellen im Gebiet der Axenstraße.

An Schrattenkalk zwischen Gersau und Kindlimord unter Moräne beim Straßenbau entblößt.

Von Langmatt bis Gersau Eisschliffe bis hoch an den Berg hinauf und bis unter das Niveau des Vierwaldstättersees (Rütimeyer, Rigi).

Schrattenkalk geschliffen $^1/_2$ km SW Seelisberg an der Egg.

Bei Dorf Emmeten Schliff im Grunde von Kiesgruben auf Gault und Seewerkalk.

Zementbrüche Rütenen bei Beckenried am Vierwaldstättersee: die Schichtenköpfe des steil N fallenden Seewerkalkes sind oben prachtvoll geschliffen und geschrammt und mit Moräne bedeckt — bloßgelegt durch den Steinbruchbetrieb.

Gletscherschliff auf Malmkalk beim Hotel Brünig, Brünig-Paßhöhe; Richtung der Schrammen N 25 E.

Gletscherpolitur und Kritzen auf dem Kalkriff südlich von Emdtal (Kandertal).

Gletscherschliff im Neokomkalk am Riegel bei St. Maurice (Wallis).

An Kreidekalk oberhalb Bex ca. 650 m über Meer, abgedeckt durch Terrassenbau bei einer Villa (Charpentier).

b) Gletscherschliffe im Molasseland.

Noch weniger zur Erhaltung von Gletscherschliffen geeignet ist die Molasse. Trotzdem sind solche auch im weiten Molasselande unter schützender Grundmoränenbedeckung schon sehr oft durch künstliche Entblößungen sichtbar geworden.

Beispiele:

Muschelsandstein Riedenburg bei Bregenz, Schrammenrichtung S-N.

An der Landstraße Walzenhausen-Wolfhalden (Kt. Appenzell).

Trogen (Appenzell) unterhalb des Schützenhauses an der Altstätterstraße, Schliffe auf horizontaler Molasseterrasse (Früh).

Oberhalb St. Georgen (St. Gallen) großer Gletscherschliff auf Molassesandstein, 1910 durch Straßenbau bloßgelegt.

Ob der Papierfabrik Heinrichsbad bei Herisau (Appenzell).

Auf Nagelfluh bei Oberdorf zwischen Winkeln und Gossau, Kt. St. Gallen.

Auf Molassenagelfluh unter Grundmoräne etwas über 600 m auf dem Ottenberg bei Weinfelden (Thurgau) und an vielen Abdeckungen der Bodensee—Toggenburg—Bahn.

Zwischen Münchwilen und Sirnach (Kt. Thurgau) unter Grundmoräne N-S geschrammter Schliff auf Süßwasserkalk (Früh) auf ca. 120 m Länge entblößt gewesen.

Sandstein bei Freienbach (am Zürichsee) beim Bahnbau entblößt.

Nagelfluh ausgezeichnet geschliffen zwischen Schirmensee und Uerikon am Zürichsee, entblößt beim Bahnbau.

Auf Nagelfluh bei Neuweid NE Hombrechtikon nördlich Zürichsee.

Fundament des Forsthauses auf Langenberg (Sihltal), Molasse geschliffen und geschrammt.

Molasseterrasse bei Erlenbach (Zürichsee) ist südlich des Bahntunnels am Steilabfall wie auf der Terrassenfläche geschliffen und geschrammt.

Zürich: die Terrasse von Platte-Spital-Polytechnikum wird aus festem Sandstein gebildet, der sehr schöne Schliffflächen mit Schrammen in der Talrichtung aufweist. Solche waren sichtbar bei der Fundation der eidg. techn. Hochschule, des zugehörigen landwirtschaftlichen Gebäudes und des Gebäudes für die mechanische Abteilung nach Abdeckung von $^1/_2$—$1^1/_2$ m Grundmoräne.

Molassekante des nördlichen Greifenseeufers südlich des Städtchens Greifensee, bei sehr niedrigem Wasserstande 1893 von Früh beobachtet.

Der Hochterrassenhügel, der mitten im Glatttal bei Seebach nördlich Zürich emporragt und auf welchem das Schulhaus Seebach gebaut worden ist, zeigte unter dünner Grundmoränenbedeckung aus der letzten Vergletscherung ausgezeichnete Gletscherschliffe auf dem fest verkitteten Hochterrassenschotter.

Vorübergehend entblößter Gletscherschliff auf Molassesandstein in Winterthur Zelglistraße unter 2 m Grundmoräne (Jul. Weber).

Auf Muschelsandstein Seeb, S. von Bachenbülach (Kt. Zürich), Schrammenrichtung ESE-WNW.

Luzern Gletschergarten (davon später Näheres). Luzern Zürcherstraße, Gletscherschliff auf Sandstein in den meisten Häuserfundamenten entblößt gewesen.

Nagelfluh ausgezeichnet geschrammt unter Grundmoräne, entblößt beim Bahnbau an manchen Stellen zwischen Station Sattel und Steinerberg der S-O-Bahn, große Schliffläche auf der Nagelfluhrippe bei Steinerberg noch jetzt sichtbar.

Unter Kirche Obfelden Reußtal S. v. Bremgarten Süßwasserkalk der oberen Molasse geschrammt, desgleichen in Wolsen bei Obfelden.

Cully (Genfersee). Unter Schotter kam eine große zum See abfallende Gletscherschlifffläche auf mergeligem, grünem Sandstein zum Vorschein.

Lausanne bei la Borde unter blautoniger Grundmoräne auf Molasse. Schliff mit zwei sich schief kreuzenden Schrammenrichtungen; ferner zwischen Kaserne von la Ponthaise und Signal des Belles Roches Schliff auf Molasse. Schrammen S-N in Lausanne Stadt beim Schloß, Place Belair 482 m, Schrammen SE-NW.

Deutliche Rundhöckerformen ohne erhaltene Schliffe und Schrammen sind im Molasselande nicht selten. Solche finden sich z. B.: in St. Gallen-Bruggen, bei Glattbrugg östlich Wil und Mönchwilen, WNW von Wil (nach Falkner), im Gebiete zwischen Weinfelden und Konstanz, zwischen Uster-Mönchaltdorf-Hombrechtikon, der Langenberg im Sihltal und der Burghölzlihügel bei Zürich sind Rundhöcker, im Molasseplateau beiderseits der unteren Lorze unterhalb des Zugersee, ferner östlich Eschenbach NNE von Luzern, im abgetragenen Bahnhofgebiet Bern und an vielen Stellen in den Umgebungen von Bern (nach Baltzer): auf Mannenberg, Ostermundingerberg, Denten-

berg, Könitzberg, Imihubel auf Längenberg, im Gebiet des Rhone-Erratikums bei Uebersdorf und Albligen. Und viele andere mehr.

c) Gletscherschliffe am Juragebirge.

Die alpinen Gletscher haben den Jura erreicht und sind z. T. noch über denselben hinausgegangen. Auch hier das gleiche Phänomen: Ohne Grundmoränenschutz ist jeder Gletscherschliff längst verschwunden. Wo aber schützende Grundmoräne abgedeckt wird, stoßen wir oft auf herrliche Gletscherschlifffläche vom Randen im Kt. Schaffhausen bis in das Pay de Gex. Sie sind aber immer nur wenige Jahre schön sichtbar; bald werden sie matt, bald wittern sie ab.

Als Beispiele seien folgende Fundstellen von Gletscherschliffen auf Jurakalk am Juragebirge in Reihenfolge von Osten nach Westen genannt:

Schon östlich von der Jurazone stieß der diluviale Rheingletscher auf den Phonolithkegel des Hohentwiel 639 m und umflutete oder überfloß gar denselben. Früh hat dort Gletscherschliff an der Phonolithkuppe gesehen, geht aber etwas weit, wenn er den ganzen Kegel oben als Rundhöcker betrachtet.

Prachtvolle Gletscherschliffe unter Grundmoräne auf oberem Malmkalk waren zeitweise auf der Höhe des Randenplateau, und zwar bei 650 m Meerhöhe nördlich Dorf Lohn zu sehen und werden oft wieder am Oberrand der großen Jurakalksteinbrüche NW ob Thäingen unter $^1/_2$ bis 2 m Grundmoräne in großer Ausdehnung abgedeckt.

Am Geißberg Schaffhausen ist der verfestigte jüngere Deckenschotter von den späteren Vergletscherungen angeschliffen worden (J. Meister).

Weitere Gletscherschliffe auf Jurakalk sind in der Nähe des Rheinfalls im Grunde der Grundmoränenlehmgruben beim Durstgraben SW Neuhausen, bei Jestetten, in Gnöd bei Hägendorf usw. gefunden worden.

Die Grundmoränenabdeckung in den Steinbrüchen nahe nördlich Solothurn hat mehrere Aren große prachtvoll polierte Schlifflächen auf den Nerineen und Korallenkalken (Malm) freigelegt. Ähnlich sind sie bei Combettes oberhalb Landeron westlich am Bielersee und auf Neocomfels auf dem Mail und au Plan bei Neuchâtel, ferner am Südrande des Val de Ruz bei Mont-Moulin, bei St. Aubin, oberhalb von Concise, am Hügel Chamblon bei Yverdon, an einem Kreidekalkfelsen östlich Yverdon usw. zeitweise entblößt worden. Nicht nur dem Südrande des Jura entlang, gelegentlich auch im Innern zwischen seinen Ketten finden sich Gletscherschliffe, so südlich le Pont am Mont du Lac im Tale des Lac de Joux, im Tale von Chezery bei Bellegarde usw.

Bei den zahlreichen Gletscherschliffen am Südfuße des Jura laufen immer die Schrammen vorherrschend dem Jurarande entlang, also SW-NE oder umgekehrt. Die absolute Richtung der lokalen Eisbewegung ist daran zu erkennen, daß die feinen gebogenen Querrißchen im Grunde starker Schrammen konvex gegen die Bewegung gerichtet sind.

II. Gletschertöpfe.

Das hier zu besprechende Phänomen hat im Volksmund verschiedene Namen erhalten: Riesentöpfe, Hexenkessel, marmites de géants, moulins de glaciers, Teufelsmühlen, Gletschermühlen, Gletschertöpfe, Strudellöcher, Erosionskessel.

Strudelndes Wasser mit Geschieben höhlt rundliche Kessel aus dem Felsen aus. Ihre Flächen sind konkav, glatt, matt, mit Schlagpunkten besetzt. Die darin liegenden Gerölle sind gerundet, matt, glatt, mit gleichen Schlagpunkten bedeckt.

Das Geschiebe war die zugleich sich selbst abnutzende Feile, das Wasser der Motor. Der Abreibungsschlamm wurde im Wasser suspendiert vorweg fortgeführt. Riesentöpfe entstehen in den Brandungszonen des Meeres, am Fuße von Wasserfällen, in ganzen Ketten hintereinander in den Rinnen der Sturzbäche und in den Stromschnellen, oft massenhaft sogar in Flußbetten von nicht mehr als 1 % Gefälle und 2 bis 4 m Wassergeschwindigkeit (Sihl bei Schindellegi in Molasse, Aare im Durchstich Hageneck in Molasse). Leider hat man sich vielfach daran gewöhnt, diese Erosionskessel alle „Gletschertöpfe" zu nennen, während von den vorhandenen nicht ein hundertstel irgendeine besondere Beziehung zu Gletschern gehabt haben. Durch die Eiszeit verursacht und mit Sicherheit den glacialen Erscheinungen zuzurechnen sind nur folgende Fälle:

1. Erosionskessel in Reihen gebildet in Abflußrinnen der diluvialen Gletscherwasser, welche mit dem Rückzug der Gletscher trocken gelegt worden sind.

2. Erosionskessel gebildet auf Felshügeln mit Rundhöckern, wo jetzt eine Wasserrinne unmöglich ist, eingehöhlt in Schliffflächen in einer Situation, welche beweist, daß das Eis die Rolle der Felswand für den aushöhlenden Wasserfall hat übernehmen müssen — Resultate von echten Gletschermühlen.

Immer sind die Riesentöpfe Arbeit wild fließenden Wassers. Die abenteuerliche Meinung, daß das Gletschereis selbst wie ein Bohrer in die Töpfe eingedrungen sei und sie ausgetieft habe, wird wohl jetzt selbst für Rüdersdorf (b. Berlin) nicht mehr aufrecht erhalten. Was der diluviale Gletscher bei denjenigen Riesentöpfen getan hat, die zum Erratikum gehören, ist bei der oben genannten ersten Kategorie bloß Lieferung des Wassers, bei der zweiten noch dazu Lieferung des Gefälles. Der Topf selbst ist reine Wasserarbeit, der Gletscherarbeit ganz zuwider gehend, aber oft mit derselben vergesellschaftet.

Die Erfahrung hat ergeben, daß die wirklich erratischen Riesenkessel meistens zu mehreren oder gar zu vielen schwarmweise beisammen vorkommen. Sie mögen auch noch in viel größerer Zahl vorhanden sein, als wir sie zur Stunde kennen, indem sie meistens mit Geschiebe gefüllt und mit Grundmoräne bedeckt sind. Dies gruppenweise Auftreten ist nach ihrer Bildungsart leicht verständlich: zunächst liegen sie besonders auf den Kanten der Riegel, oberhalb von Steilabstürzen und auf den Gipfeln der unvermittelt aus Tälern vorragenden kleinen Berge. Diese Bodenformen selbst waren eben die Ursachen für Bewegungsstörungen im Gletscher und deshalb für Bildung von tiefen Spalten, in welche die Schmelzwasser der Oberfläche dann abstürzen und bis zum Grunde gelangen konnten. Selbstverständlich trafen die etwas wechselnden und oft neu sich bildenden Schlote nicht jedes Jahr die genau gleiche Stelle des Felsgrundes, wohl aber eine benachbarte, so daß jeweilen neue benachbarte Kessel ausgespült wurden.

Die bis jetzt bekannten Vorkommnisse eiszeitlicher Riesentöpfe in der Schweiz sind folgende:

1. Gletschertöpfe im Gebiete der Alpen.

Maloja (Tarnuzzer, Jahresber. naturf. Ges. Graubünden 1896). Auf den Rundhöckern des Malojapasses in Gneis und Sericitschiefern finden sich massenhaft Erosionskessel. Am Schloßhügel in der Umgebung von Maloja-Belvedere zählt man über 20 Kessel, deren größter 6 m Tiefe

und 11 m Durchmesser hat. Im Park des Hotel Kursaal Maloja sind einige Felsrücken von Kesseln und Kesselrinnen völlig zerschnitten. Manche der Kessel können mit keiner Bachrinne in Zusammenhang gebracht werden. Erratische Granite, Amphibolite, Aplite aus dem Forno- und Albignagebiete liegen als Mahlsteine in den Töpfen. Ihr gehäuftes Vorkommen ist aber dadurch sehr erklärlich, daß eben hier oben am Rande des Absturzes gegen das Bergell der Gletscher Spalten und dadurch Gletschermühlen in Menge bilden mußte. Cavaglia an der Südseite des Berninapasses, mehrere Erosionskessel, eingehöhlt in den gletschergeschliffenen Rücken (Gneis) des Talriegels unterhalb Cavaglia ca. 1750 m Meerhöhe. Chur an der „Halde" bei der Kantonsschule, Kessel im Bündnerschiefer.

Tiergartenhügel: Mitten aus der tiefgründigen Kiesaufschüttung des breiten Tales zwischen Sargans und Flums ragt ein Felshügel aus rotem Verrucano 500 m lang, 150 m breit und 42 m hoch hervor. Er gehört zu den Bergen, die nicht so erhalten geblieben wären, wenn der Gletscher ein bedeutender Talhobler sein könnte — er spricht der Übertiefung durch Gletscher und der Trogform des Tales Hohn. Auf dem Rücken des Tiergartenhügels ist ein Erosionskessel eingehöhlt von ca. 3 m Tiefe und 3 m Durchmesser. Anders als Schmelzwasser durch ein Gletscherkamin herabstürzend, ist hier ein bewegtes Wasser nicht denkbar. Die Gletschermühlenbildung ist gerade an dieser Stelle verständlich, weil der sonderbare Berg mitten in dem sonst ruhig geformten Tale Veranlassung zur tiefen Spaltenbildung im Eise war.

Ein von Früh bei St. Georg Pfäffers in Nummulitenkalk beobachteter Kessel mag einer glazialen Abflußrinne angehört haben. Ebenso die Kessel (Creux de l'Enfer) in einer alten Abflußrinne im Neocomkalk bei Collombay unter der Moräne von Monthey.

Haslital Hinterstock 1731 m. Wiederum ist es ein der „glazialen Trogform" widersprechender Berg, 200 bis 300 m über den Talgrund aufragend, diesmal aus Aaregranit gebildet, auf dessen gerundetem und prachtvoll geschliffenem Scheitel neben einem großen erratischen Block ein 4 m Tiefe und 2 m Durchmesser haltender Riesentopf sich findet. Auf der Westseite ist sein Rand unterhöhlt, und er hat die so häufige, durch schiefes oder exzentrisches Einfallen des Wassers erzeugte konkave Spiralwindung.

Auf dem Riegel des Kirchet, Haslital verschiedene Kessel im Malmkalk beobachtet von Baltzer und Arbenz. Burgbühl Lenk (Berneroberland) auf dem Rücken eines aus dem Talboden vorragenden Nummulitenkalkriffes sind drei Riesentöpfe gefunden und von Fellenberg ausgegraben worden. Der größte hat 2,5 m Durchmesser.

Hügel Tourbillon bei Sitten, Riesentöpfe auf dem felsigen Berge. Bei Bex Riesentopf auf dem Berge „le Montet".

2. Gletschertöpfe im Molasseland.

Die gleichen Erscheinungen wiederholen sich im Molasselande. Wahrscheinlich sind hier in manchen Gegenden unter den ausgebreiteten Grundmoränen eingedeckte Riesentöpfe sehr häufig. Nur zufällige Abdeckungen geben uns davon Kenntnis.

In Lauterach bei Bregenz sind auf dem Rücken eines Molassehügels in dem von Gletscherschlifflächen bedeckten Muschelsandstein eine Anzahl Riesentöpfe eingesenkt.

Beim Steinhof Dottikon (b. Lenzburg) kam in mariner Molasse ein schöner Riesentopf zum Vorschein. Der Steinbruchbetrieb hat ihn später zerstört.

Gletschergarten Luzern. Weitaus die schönste Gruppe von Riesentöpfen im Molasselande sind diejenigen im Gletschergarten von Luzern. Für Häuserbau wurde 1872 Grundmoräne abgedeckt. Man stieß auf die Töpfe. Der Verfasser wurde gerufen und ermunterte, nicht zu überbauen, sondern das Naturphänomen zu erhalten. Der dem Naturschutz zugetane Besitzer Amrein-Troller ging freudig auf den Gedanken ein. So entstand die Sehenswürdigkeit: der „Gletschergarten in Luzern".

Auf einer Grundfläche von 5000 m^2 fanden sich 32 Strudellöcher. Der größte von den 7 sichtbar erhaltenen Töpfen hat $9^1/_2$ m Tiefe und 8 m Durchmesser (Fig. 33). Sie sind in marinen ca. 45° NW fallenden Molassesandstein senkrecht hinab eingehöhlt. Die ganze Fläche war mit Grundmoräne bedeckt und ist ausgezeichnet geschliffen und talauswärts ansteigend geschrammt (vgl.

Taf. IX). Auf dem geschrammten Fels lagen viele geschrammte Blöcke bis zu 2 m Durchmesser. Die tieferen Teile der Töpfe aber waren erfüllt mit ungeschrammten, glattgerundeten, matten Mahlsteinen und gewaschenem Kies, gebildet aus den erratischen inneralpinen Gesteinsarten des Gebietes (Reußtaler Granite, Amphibolite, Windgälleporphyr, Malmkalke, Schrattenkalke, Nummulitenkalke, Taveyannazsandsteine usw.).

Da der Gletscher diese Mahlsteine über den See gebracht hat, kann das Strudelloch, das sie ausgeschliffen haben, nicht älter sein als der Gletschertransport der Blöcke zu dieser Stelle. Die Felsfläche, in welche die Töpfe eingesenkt sind, ist mit ausgezeichnetem konvexem Gletscherschliff bedeckt, der an einigen Töpfen ringsum bis an den Rand reicht, an anderen durch eine Abflußrinne aus dem Topfe unterbrochen ist. Wasserarbeit und Gletscherarbeit liegen also hier dicht beisammen; die letztere hat geschrammte konvexe Felsflächen erzeugt, die erstere hat glatte tiefe Kessel darin ausgehöhlt. Wenn die Strudellöcher von einem Bache erst nach dem Gletscherrückgang ausgespühlt worden wären, so hätte derselbe notwendig auch die zwischenliegenden Gletscherschliffe zerstören müssen und die Töpfe wären zu einer Bachfurche verschmolzen. Aus der Art, wie hier die Strudellöcher in eine Gletscherschlifffläche eingesenkt sind, und aus der Bedeckung mit Grundmoränen geht hervor, daß die Gletscher noch zur Stelle an der Schlifffläche arbeiteten, während und nachdem die Kessel ausgehöhlt wurden. Dadurch ist bewiesen, daß die Töpfe weder vor noch nach, sondern **während** der Anwesenheit des Gletschers an dieser Stelle entstanden sind. Zudem fehlt jetzt die Felswand, von welcher starke Bäche hätten herabstürzen können, es fehlt das Wasser und es fehlt das Sammelgebiet dafür. Das Eis der Gletscherspalten war die Felswand, das herabstürzende Gletscherschmelzwasser der Sturzbach, der die Töpfe mittels Grundmoränengeschieben ausgerieben hat.

Fig. 33. Gletschergarten Luzern.
Blick steil in das größte gegen 9 m tiefe Strudelloch hinab.

Zu beachten: Oben und vorne über dem Topfrande Gletscherschliff, Unterhöhlung talaufwärts bei *a*, Zweiteiligkeit im unteren Teil des Topfes durch die verschonte Rippe *c*, spiralige Windung der Konkavitäten, *b* Mahlsteine.

Es kommen noch einige andere beachtenswerte Erscheinungen hinzu. Alle Töpfe sind auf der alpenwärts gelegenen Seite unterhöhlt, wie dies stets bei Erosion durch Gletschermühlen infolge der allmählich durch die oben raschere Gletscherbewegung schief talaufwärts fallende Stellung der Eisschächte eintreten muß. Alle Töpfe haben Spiralwindung, wie sie immer entsteht, wenn der Einfall des Wassers allmählich etwas schief und exzentrisch wird. Die Topfgruppe des „Gletschergartens" findet sich, wo der Vierwaldstättersee durch eine Schwelle abgedämmt ist und die Schwelle eine Einkerbung aufweist. Der oberhalb flache, ruhige und große Schmelzwasserbäche sammelnde Vierwaldstätterseegletscher mußte deshalb gerade hier immer Spalten werfen und Gletschermühlen bilden. Allerdings liegen die Töpfe in einem Tale, das einst ein alter Reußlauf war, aber nicht

Alb. Heim, Geologie der Schweiz. Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

GLETSCHERGARTEN IN LUZERN, GLETSCHERSCHLIFF,
thalauswärts ansteigend über die Schichtköpfe steil NW fallender mariner Molasse (Muschelsandstein des Burdigalien), gesehen gegen N. Darauf einzelne Mahlsteine und Grundmoränenblöcke, links ein kleiner „Gletschertopf".

in dessen tiefer Furche, sondern auf talauswärts ansteigenden Rundhöckern. Töpfe, senkrecht hinab gebohrt 3 m tief bei bloß $1^1/_2$ m Durchmesser oder $7^1/_2$ m tief, mit Mahlsteinen von bis $1^1/_2$ m Durchmesser, bilden sich nur durch einen gewaltigen Sturzbach oder einen Wasserfall, nicht aber durch einen Fluß wie die Reuß. Es bleibt zur Erklärung nur die eiszeitliche „Gletschermühle" übrig.

Die Gletschermühlen der jetzigen Gletscher stehen im Winter durch Mangel an Schmelzwasser ab. Bis zum nächsten Sommer hat sich die Mündung des Schlotes am Gletschergrunde etwas verschoben, es entsteht an verschobener neuer Stelle ein neuer Topf. Wenn wir außerdem bedenken, wie rasch sich im Hageneckdurchbruch der Aare (Baltzer) und im Barrage de la Maigrange bei Fribourg (Brunhes) Töpfe im Molassesandstein gebildet haben, so kommen wir zu der Überzeugung, daß in der Regel jeder der Töpfe im Gletschergarten von Luzern das Werk eines einzigen Sommers ist und ihre Vielheit auf der von Jahr zu Jahr ändernden Schlotmündung beruht.

Im gleichen Gebiete weiter gegen N sind in Häuserfundamenten Spuren noch anderer Riesentöpfe gefunden worden, und in symmetrischer Lage linksseitig der Reuß oberhalb zwischen den beiden Bahntunnels zeigten sich im Gute von Dr. Brun ebenfalls Töpfe, von denen einer von $3^1/_2$ m Durchmesser und 2 m Tiefe, im Sandstein mit Schrattenkalk und Granitmahlsteinen glatt ausgespühlt, erhalten geblieben ist.

Längenberg S Bern bei Neuhaus im Scherlibachgebiet. Bei Bauarbeiten für die Berner Wasserversorgung kamen 1874 daselbst, eingehöhlt in harten marinen Molassesandstein, vier Erosionskessel zum Vorschein. In der Tiefe der Töpfe lagen die alten Mahlsteine, darüber Grundmoräne mit prachtvoll geschliffenen Blöcken des Aare- und des Rhonegletschergebietes. Der größte Topf (jetzt mit einer Brunnenstube in seinem Grunde) ist 5 m tief, 4 m breit und hat Spiralwindung.

Bern Personenbahnhof, am Südabhang des Großschanzenhügels. Die Bahnhoferweiterung hatte den sehr unebenen Molassefels abgedeckt. Über denselben liefen Abflußrinnen als Erosionsschluchten; daneben war ein Topf mit Schraubenwindung von 0,9 bis 1,2 m Durchmesser, 1,5 m tief, ferner ein größerer 3 bis 5 m im Durchmesser und 2,3 m tief, sowie noch mehrere kleine Töpfe zu sehen. Die Kessel waren mit alpinen Mahlsteinen gefüllt. Ein zugehöriges Sammelgebiet für einen Bach ist nicht vorhanden, vielmehr mußten Töpfe wie Bachrinne daneben von Gletschermühlen gehöhlt worden sein (Baltzer, Beiträge Lfg. 30). Der Bahnhofausbau hat alles weggesprengt.

Am Abhang des Ulmizberges im Köniztal S Bern wurde 1910 ein Riesentopf, in Molassesandstein gehöhlt, durch einen neuen Waldweg angeschnitten und als Kiesgrube ausgebeutet. Höhenlage 690 m, Tiefe ca. 6 m, Durchmesser 7 m, vier deutliche gleichlaufende Spiralgänge, Mahlsteine von Grimselgranit, von Niesenbreccie und viel Malmkalk (Walser, Mitt. naturf. Ges. Bern 1913).

Es sind noch andere Fälle namhaft gemacht worden im Molasseland wie im Juragebiet, allein ihre Beziehung zur Eiszeit ist oft nicht sicher feststellbar.

III. Erratische Blöcke und Ausbreitung der diluvialen Gletscher.

Alph. Favre, Carte des anciens glaciers du versant nord des Alpes Suisse, 4 feuilles 1 : 250 000, 1884.

Roman Frei, Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen in Lfg. XLI neue Folge der „Beiträge", Spezialkarte 74, 1912 — unsere Tafel X.

1. Verbreitung einst und jetzt.

Die erratischen Blöcke in prähistorischer Zeit, Zertrümmerung für Bauzwecke in historischer Zeit, das Versenken, Schutz erratischer Blöcke.

Heutzutage können wir uns kaum mehr eine Vorstellung davon machen, wie das Phänomen der erratischen Blöcke in unserem Lande vor 2000 bis 3000 Jahren sich zeigte. Zuerst in der prähistorischen Zeit sind die erratischen Blöcke als solche

belassen, nur gelegentlich etwas anders gestellt, aufgerichtet oder gruppiert worden zu Menhir oder Dolmen, oder es sind Schalen in denselben zu noch unbekannten Zwecken (zum Mahlen?) eingehöhlt worden (Schalensteine, pierres à écuelles).

Erratische Blöcke zu Menhir oder Dolmen benutzt sind wahrscheinlich: Pierre de la Caquerelle bei Chavat im Bezirk Pruntrut (Jura), vier große Steine nördlich Corcelles bei Grandson (Jura), Pierre Percée bei Courgenay (Jura Bern), Bois du Jevens bei Boudry (Jura Neuchâtel). Erratische Blöcke als Schalensteine bearbeitet sind gefunden worden und z. T. noch erhalten: bei Chavannes le Veyron (Cossonay Waadt), Dotzigenberg (Büren), der Heidenstein im Eichholz bei Grenchen (Gneiss), Längholz zwischen Brügg und Madretsch bei Biel, Luterhölzli bei Mett (jetzt Museum Schwab in Biel), Schloßbann auf Plateau des Büttenberg bei Biel (Granit). Bei Le Petit Cortaillod (Neuenburgersee), Courrendlin (Delsbergerbecken), Teufelsburdi bei Erlach, Gaechliwil (Kt. Solothurn), Font bei Estavayer, im Amtholz von Gals am Jolimont westlich Erlach.

Als das Bauen in Stein begann, als die Burgen und Schlösser des Mittelalters errichtet wurden, da kamen durchweg im Molasselande der Schweiz zuerst die erratischen Blöcke zur Verwendung. Später, als es galt, Steinbette in Straßen zu legen, wurden sie massenhaft zersprengt und zerschlagen.

Die Helmhausbrücke in Zürich ist aus erratischen Granitblöcken des Aargau gebaut worden. Der Granitbrunnen vor dem Schulhaus Baden mit seiner Säule ist aus einem erratischen Block bei Mellingen gehauen. Das „Haus zum roten Ackerstein" in Wipkingen-Zürich ist aus einem einzigen großen Sernifitblock erstellt. Bei Biglen südlich Walkringen (östlich Bern) ist ein Serpentinblock von 550 m^3 zum Bau eines Hauses aufgezehrt worden. Die Kirche von Heimenschwand bei Thun ist 1835 aus einem einzigen erratischen Block erstellt. Die Pfeiler am alten Schulhaus von St. Immer im Jura sind von erratischen Protoginblöcken aus dem Eingang der Cluse de Cheneau bei Neuchâtel gehauen worden. Die Nideckbrücke in Bern ist aus erratischen Blöcken gefügt. Die zahlreichen einzelnen Weiler zerstreut im Molasselande sind fast durchweg aus zertrümmerten erratischen Blöcken gebaut. Hunderte von gewaltigen Montblancgranitblöcken aus den Moränen von Monthey sind aufgelöst in Treppentritte, Sockelsteine, Mauern für die Bauten von Villeneuve bis über Genf hinaus.

Weiter kommt hinzu, daß die erratischen Blöcke in den Feldern den Bauern im Wege waren. In weiter Verbreitung wurde die Methode geübt, dicht neben dem Block eine tiefe Grube zur Unterhöhlung herzustellen, den provisorisch gestützten Block nachher hineinzustürzen und darüber mit guter Ackererde abzuschließen. Auch so sind eine Menge von Blöcken von der Oberfläche verschwunden.

Heute gibt es weite Strecken im Molasselande, wo kein einzeln freiliegender Block mehr zu finden ist und Blöcke nur noch aus dem Innern der Moränen bei gelegentlichen Abdeckungen zum Vorschein kommen — und doch war einst alles überstreut. Bei ihrem Schwinden hatten die Gletscher die zurückgelassenen Grundmoränen noch übersät mit den großen Blöcken der Obermoränen. Nur einzelne wenige Stellen geben noch heute ein Bild des früheren Reichtums.

Auf Initiative von Alphonse Favre nahmen sich sodann 1867 zuerst die Schweizerische Geologische Kommission und die Schweizerische naturforschende Gesellschaft und dann auf deren Anregung die kantonalen naturforschenden Gesellschaften und eine Menge von Vereinen und kantonalen Behörden der Erhaltung der interessanten erratischen Blöcke an. Heute wird dies Werk besonders von der Naturschutzkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft und vom Schweizerischen Naturschutzbund betrieben. Erratische Blöcke sollen in Anlagen zur Zierde verwendet werden:

Bern, Blöcke vor dem Bundesrathaus, an dem Durchstich der Kornhausbrücke rechts der Aare; Quaianlagen von Zürich, Anlage vor dem Gerichtsgebäude Selnau-Zürich usw., Anlagen bei manchen Privathäusern in Zürich, Anlagen beim Museum St. Gallen, beim Bahnhof Bülach (letztere durch Quelltechniker H. Albrecht zusammengestellt). Viele erratische Blöcke sind dadurch geschützt, daß man sie zu Denksteinen verwendet und mit Inschriften versehen hat. 1900 wurde in Le Châble (Bagnetal Wallis) dem Andenken des Älplers Pierre Perraudin, der dort zuerst schon 1815 die früher größere Verbreitung der Gletscher erkannt hatte, ein erratischer Block mit Inschrift gewidmet. Der „Zwinglistein" (Granitblock von 4,1 m^3) bei Kappel Kt. Zürich ist 1837 zum Denkstein an Zwinglis Todesstelle aus der Nähe von Bremgarten hierher geschleppt worden. An ursprünglichem Orte liegt der „Scheffelstein" am Westabhang der Bernegg bei St. Gallen. Der „Alexanderstein" zum Andenken an Dr. Alex. Wettstein im Küsnachtertobel bei Zürich ist ein Taveyannazblock von ca. 110 m^3, der vom Tobelrand in das postglaziale Tobel abgestürzt ist. Ferner sind zu nennen: der „Okenstein" (Sernifit) auf dem Pfannenstiel, „Vater Meyer-Stein" nordwestlich bei Aarau Felsitporphyr aus dem Unterwallis. „Venezstein" auf dem Tourbillon bei Sitten, „Bloc Studer" bei Monthey, „Paracelsusstein" (Sernifit) bei Einsiedeln, „Gletscherdenkmal" errichtet 1875 in Heiden, „Amanz Greßly-Denkstein" (Granit) Verenaklus bei Solothurn. 1853 schenkte die Walliser Regierung die „Pierre des Muguets" und „Pierre à Dzo" (Fig. 38) an Charpentier. Die Erben des letzteren übergaben beide 1875 der waadtländischen naturforschenden Gesellschaft mit der Inschrift: „A. J. de Charpentier, don national 1853".

Das bedeutendste leistete die Schweizerische naturforschende Gesellschaft, indem sie mit Hilfe eidgenössischer und privater Subventionen 1907 den größten erratischen Block der Schweiz, die klassische „Pierre des Marmettes" (Montblancgranit) bei Monthey, um den Preis von 30000 Fr. angekauft hat, weil er sonst zerstört worden wäre (Fig. 39).

Über die erratischen Blöcke besteht eine große Literatur, eine ungeheure Masse von Einzelangaben, aber nichts Zusammenhängendes. Es ist schwierig, sich nicht in den Einzelheiten zu verlieren. In den topographischen und geologischen Karten sind sehr viele einzelne erratische Blöcke eingetragen, allein es fehlt eine dokumentarische Zusammenstellung und Eintragung in den Karten großer Maßstäbe. Da das früher so großartige Phänomen leider mehr und mehr aus dem Bilde des Landes verschwindet, ist es umso wertvoller, durch die folgenden Notizen es uns doch in der Erinnerung festzuhalten. (Vergl. J. Früh, Errat. Bl. Thurg. natf. Ges. 1906.)

2. Gestalt, Anordnung, Herkunft.

Eckigkeit, ohne Anordnung nach Größe, an Gehängen und auf Bergrücken, aus den Alpen, Anordnung in Zonen, Streuung, Leitblöcke und Nichtleitende, blockreiche und blockarme Zonen, Blockschwärme, Verhältnis zu Moränen, Ausbreitungsbild.

Die Mehrzahl der großen erratischen Blöcke und besonders der frei aufliegenden Blöcke sind von eckiger unregelmäßiger Gestalt, gerade so, als wären sie soeben von einem Gehänge heruntergestürzt. Die gerundeten und geschrammten Blöcke liegen nicht frei auf, sie sind im Boden in der Moräne eingebettet und meistens viel kleiner. Gewöhnlich erreichen diese nicht 1 m Durchmesser, und nur selten mehrere Meter. Die eckigen erratischen Blöcke dagegen können bis über 1000 m^3 Inhalt haben. Ob ein Block nur wenige oder einige 100 km von seinem Herkunftsort entfernt liegt, ergibt keinen Formenunterschied. Sie sind als Obermoränenblöcke ruhig an ihre Stelle getragen worden, ohne ihre ursprüngliche eckig kantige Abbruchsform zu verlieren.

Weiter fällt sofort auf, daß jede Anordnung nach der Größe fehlt. Überall, wo erratische Blöcke liegen, sei es nahe oder sei es fern von ihrem

Heimatorte, treffen wir große und kleine regellos gemischt beisammen, und manche der allergrößten alpinen Blöcke liegen weit draußen im Molasseland oder am Jura. Auch diese Erscheinung ist charakteristisch für den Transport auf dem Gletscher, der kleine und große Trümmer gleich schnell und gleich weit trägt, während das fließende Wasser mit der Entfernung nach der Größe abnehmend ordnet.

Die Mehrzahl der erratischen Blöcke findet sich nicht im Talweg. Nur ausnahmsweise und in Zusammenhang mit Wallmoränen durchzieht ein Blockschwarm den Talboden. Die große Mehrzahl der erratischen Blöcke liegen in lange, breite Züge geordnet an den Gehängen der Berge, auf Terrassen oder bei den Bergen des Molasselandes auch auf den Bergrücken (Zürichberg, Albis, Lindenberg usw.). Offenbar waren die Randzonen der Gletscher moränenreicher, und dieses Obermoränenmaterial setzte sich beim Wegschmelzen an die Gehänge ab. Die mittleren Gletscherstriche waren meistens blockärmer. Außerdem sind in den größeren Talwegen meistens die Blöcke von jüngeren Alluvionen verdeckt oder auch schon mehr als auf den Bergrücken verbraucht worden.

Daß die erratischen Blöcke im schweizerischen Mittellande aus den Alpen stammen, hatte schon Gruner erkannt. Charpentier und Guyot verfolgten die Gesteinsverteilung genauer. Seither hat sich unsere Kenntnis wesentlich vermehrt, und das Resultat der Genannten ist immer wieder bestätigt worden: Die erratischen Blöcke sind nach ihrer Herkunft aus den Alpen im großen ganzen in Zonen geordnet in der gleichen Reihenfolge von rechts nach links, wie die Ursprungsstellen in den Alpen in Beziehung zu den Talwegen angeordnet sind. Dabei verbreitern sich die Zonen stets mit der Entfernung von den Alpen gerade so wie es auch die Obermoränen der jetzigen Gletscher tun. In den vom Ursprung weiter entfernten Gebieten tritt erst eine randliche und nach und nach eine breitere Mischung und Streuung der Herkunftszonen ein, wobei aber die großen Züge der Verteilung nach den Hauptgletschergebieten doch erhalten bleiben. Diese Streuung der Blöcke über breitere Zonen hat zum großen Teil ihre Ursache darin, daß das Eis je nach seinem zeitweiligen Stande bald die Sohle, bald die tieferen, bald die höheren Gehänge mit Blöcken besetzte und überdies auf wechselnden Wegen sich ergoß, so, daß z. B. bei kleinerem Stande der Gletscher in seinem Haupttale blieb, bei großem Stande dessen begrenzende Hügel weit überflutete. Die einzelnen Rand- und Mittelmoränen pendelten je nach dem wechselnden Eisstande links und rechts weit über das Land hin.

Hie und da scheinen sich sogar die Blockstreifen zu überkreuzen — möglicherweise, daß ein Seitengletscher, statt sich an die Seite des Hauptgletschers zu drängen, sich über denselben hinaus ergossen hat, oder daß verschiedene Eiszungen zu ungleicher Zeit sich vergrößerten.

Wenn man die Verteilung der erratischen Blöcke nach ihrer Herkunft prüft, wird man bald zu der Unterscheidung in Leitblöcke und Blöcke von nicht genauer bestimmbarer Herkunft geführt. Die Gesteinsarten und Gesteinsvarietäten in den Alpen, besonders im Gebiete der kristallinen Silikatgesteine, sind so mannigfaltig und oft lokal so eigentümlich, daß viele besondere Abänderungen

nur auf beschränktem Raume und sonst nirgends vorkommen. Ein Block von dort trägt völlig seinen Heimatschein mit sich. Wir bezeichnen ihn, wenn er erratisch vorkommt, als einen „Leitblock". Viele andere sind nach ihrer Gesteinsart nicht für engere, sondern nur für weitere Gebiete bezeichnend, und noch andere können gar nicht auf ein irgendwie enger begrenztes und bestimmtes Herkunftsgebiet zurückgeführt werden, sie sind nicht leitend im Erkennen der Herkunft. Natürlich ist der Begriff des Leitgesteines ein relativer. Alle Kreidekalke, alle Malmkalke der Alpen sind als erratische Blöcke leitend für alpines Erratikum im Gegensatz zum schwarzwäldischen, allein sie lassen Rhein-, Linth-, Reuß-, Aare- und Rhonegletscher nicht voneinander unterscheiden. Für uns steht die Frage nach der Abgrenzung dieser einzelnen Gletschergebiete im Vordergrund.

In diesem Sinne sind Leitgesteine z. B.: Scalettaporphyrite, Juliergranit, Albulagranit, Rofnaporphyroid, Taspinitgranit, Granit von Val Puntaiglas, Adulagneiss, Melaphyr des Kärpfgebietes, Porphyr der Windgälle, Gasterngranit, Smaragdidgabbro von Allalin, Arollagneiss, Glaukophanschiefer vom Bagnetal, Walliser Quarzite, Montblancgranite usw.

Nicht leitend ist dagegen z. B. der Granit des Aarmassives. Die Zone seines Anstehenden streicht in fast alle Ursprungsgebiete der schweizerischen diluvialen Gletscher hinein. Das Tavetsch lieferte ihn auf den Rücken des Rheingletschers; dem Linthgletscher einzig fehlt er; die Gebirge um Schöllenen-Wasen versahen das Reußerratikum mit enormen Massen von Aarmassivgraniten; das Haslital brachte sie reichlich durch das Aaregebiet bis über Bern, und aus den nördlichen Tälern des Oberwallis gelangten sie ins Rhoneerratikum. Wir können also diese Granitgneise wohl benützen, um Rheinerratikum und Reußerratikum einerseits gegen das Lintherratikum anderseits abzugrenzen, dagegen nicht um die Gebiete des diluvialen Reuß-, Aare- und Rhonegletschers voneinander zu trennen. Ähnliches gilt von Giltsteinen, vielen Amphiboliten, vielen Pegmatiten und sehr vielen Sedimentgesteinen. In ungeheurer Menge finden sich die alpinen schwarzen Malmkalke (Quintnerkalk, Hochgebirgskalk) im Rhein-, Linth-, Reuß-, Aare- und, wenn auch etwas spärlicher, im Rhone-Erratikum. Ganz so verhalten sich manche Kreidekalke, ähnlich Nummulitenkalke, Taveyannazgestein, Flyschkonglomerate usw. Selbstverständlich können durch eine noch genauere Prüfung und Vergleichung der Gesteine in den Alpen mit den Erratika später noch eine Menge von Gesteinen zu „Leitgesteinen" werden, die wir jetzt eben noch nicht genügend von ähnlichen weiter verbreiteten zu unterscheiden vermögen.

Mitten zwischen blockreichen Strichen im Diluvium des Molasselandes gibt es auch auffallend blockarme Zonen. Das waren z. T. die zwischen den Mittelmoränen unter blockfreiem Eis gelegenen Striche; teils auch die Stellen, wo der Gletscher eher abgefegt hat, die „Prallstellen".

Beispiele blockarmer Gebiete sind Bergrücken bei Hombrechtikon Kt. Zürich, östlich Eschenbach, südlich vom Lindenberg Kt. Luzern, Gebiet von Rothenburg-Rain im Kt. Luzern. Alle diese drei Gebiete liegen vor einer Bifurkation des Gletschers („Difluenzsporne"), wo offenbar der Gletscher mehr angreifen als ablagern mußte.

Anderseits treffen wir hie und da wieder große Blockschwärme, wo Block an Block liegt, oder wo wir sogar den Eindruck erhalten, daß ein ganzer kleiner

Bergsturz auf den Gletscher gefallen, von demselben transportiert und wieder abgesetzt worden sei.

Beispiele von Blockschwärmen:

Rote Sernifite bei Fällanden, Nordseite des Zürichberges, bis 100 m^3 groß, nahe beisammen wie ein Bergsturz liegend wohl 100 Blöcke — mancher jetzt zerstört.

Dunkel rotviolette Melaphyre vom Gandstock im Sernft-Tal, zu Hunderten am Rande einer Terrasse ob Erlenbach (Zürichsee), darunter als der größte der „Pflugstein" (Fig. 34).

Ein völliger Bergsturz von Taveyannazsandsteinblöcken bei Rumensee (oberhalb Zollikon und Goldbach nördlich des Zürichsee, Terrasse von ca. 500 m Höhe) wurde gänzlich ausgebeutet zur Herstellung von Straßenschotter (Hans Frey).

Mellingen und weitere Umgebung (Wohlen usw.), Reußtal. Auf den Endmoränenwällen große Anhäufung von Hunderten von Schöllenengraniten untermischt mit Quarzsandstein, Kalk, Porphyr. Sehr viele der Granite sind verarbeitet und weggenommen.

Steinerberg bei Goldau; unterhalb des Dorfes Trümmermeer von Graniten und Gneissen mit einzelnen Jura- und Kreideblöcken und Taveyannazgestein.

Morschach ob Brunnen; weite Terrasse überstreut mit Gneissgraniten (Schöllenentypus) zu Hunderten, meist Blöcke von 1 bis 10 m^3. Der ungeschickterweise als „Druidenstein" benannte große Block bildet auf geschützt gebliebenem Gaultfels eine Art Tisch. Er mißt 5 bis 7 m in Breite und Länge und ist 2 bis 3 m dick. Inhalt ca. 56 m^3 (Fig. 35). Nördlicher, östlich unter Unterschönenbuch liegt der „Flühlistein" von ca. 150 m^3, scheinbar Absturz drohend, am Gehänge wie angeklebt.

Seelisberg; die Morschach gegenüber liegende Terrasse ist mit Schwärmen von Granitblöcken bestreut. In der Gemeinde Arth am Rigi wurden 1540 Granitblöcke gezählt.

Steinhof bei Herzogenbuchsee ist besät mit zahlreichen Arkesine-Gneissfindlingen aus dem Bagnetal. Einer derselben mißt ca. 1670 m^3, er hat den Namen „die große Fluh".

Bei Solothurn im Riedholz liegen 228 Walliser Granitblöcke. Durch Beschluß der Stadt Solothurn sind sie vor Zerstörung geschützt. Ein mächtiger kubischer Block liegt auf zwei kleineren.

Auf dem Kirchetriegel bei Meiringen lag ein großer Blockschwarm von Haslitalern. Die meisten Blöcke sind zu Bauten in Bern verwendet worden.

Blockschwarm im Grauholz nördlich Bern, konserviert durch Forstamt Bern, vorherrschend Walliser Blöcke, gemischt mit einzelnen Bernern.

Montagne de Diesse westlich Biel am Abhange des Jura, 1000 bis 1300 m über Meer, massenhaft Walliser Granite.

Les Crops (bei Aigle, Waadt) bei 2080 bis 2100 m Streuung von zahlreichen Diableretblöcken (Kreide und Eozänkalke).

Bei Noiraigues im Traverstale, also ganz im Innern des Jura — allerdings in einem gegen Süden sich öffnenden Tale — lagen eine Menge alpiner Blöcke, die heute fast ganz verschwunden sind.

Wohl die großartigste Blockanhäufung des schweizerischen Erratikums war die klassische Blockmoräne ob Monthey (Wallis). (Renevier, Notices sur les blocs erratiques de Monthey, Bull Soc. Vaudoise Sc. nat. 1877. Schardt, La Pierre des Marmettes et la grande moraine des Blocs de Monthey (Valais) „Eclogae geol. helv." 1908 Vol. X No. 4 und Verhandl. der schweiz. naturf. Ges. Glarus 1908). Die große Mehrzahl der Blöcke besteht aus echten grobkörnigen Graniten aus der Ostflanke des Montblancmassives. Zu Hunderten zählte man die Blöcke von mehr als 100 m^3 Inhalt. Es war ein Blockwall von ca. 3 km Länge und 100 bis 300 m Breite, aufliegend 100 bis 150 m über dem Talboden auf einer geschliffenen Felsterrasse aus Kreidekalk, die mehr und mehr ein Karrenfeld geworden war. Über die mächtigen, sonderbar übereinander getürmten moosbewachsenen Blöcke breiteten gewaltige Kastanienbäume ihr Schattendach aus. Alles ist in Steinbrucharbeit aufgelöst und zerstört mit Ausnahme einzelner geschützter Blöcke. Die letzteren sind: am S-Ende der ehemaligen Blockzone die „Pierre des Marmettes" 1824 m^3 (Fig. 39); die „Pierre à Dzo" (Fig. 38) ist ein großer Block auf kleineren getürmt; „Pierre des Muguets" (Mai-

Ausbreitungsgebiete der diluv

Rh.	L.	Re.	A.	Ro.	Sä.	Sa
Rheingl.	Linthgl.	Reußgl.	Aaregl.	Rhonegl.	Säntisgl.	Saan

Alb. Heim, Geologie der Schweiz

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

glöckchenstein) und „Studerblock" liegen am Nordende der Blockzone. Zerstört sind „Pierre à Milan", „Pierre du Four", „Pierre à Martin" und noch viele andere von über 1000 m^3 Größe. Le Ravoir ob Martigny hat bei 1200 bis 2082 m Höhe eine auffallende Granitblockgruppe, die leider auch in lebhafter Ausbeutung begriffen ist.

Die erratischen Blöcke stimmen in ihrer Gesteinsart überein mit denjenigen Blöcken, welche in den Moränen des gleichen Gebietes liegen. Hie und da verwischt sich aber jeder Unterschied der Blockschwärme oder Blockzonen gegenüber den Moränen, indem die Blöcke, statt auf Moränen oder Fels einzeln zu liegen, sich zu Blockmoränen häufen oder eigentlich den Moränen selbst angehörten und z. T. nur durch Denudation auffälliger aus denselben herauspräpariert worden sind.

Wenn man die Ausbreitungsgebiete der erratischen Blöcke auf einer Karte nach den zugehörigen Ursprungsorten einträgt, so erhält man das Bild, welches auf meine Veranlassung und unter meiner Leitung R. Frei ausgearbeitet und in einer Karte 1 : 1 000 000 dargestellt hat („Beiträge", neue Folge Lfg. XLI 1912). Dasselbe ist zugleich eine Karte der diluvialen Gletscher. Es ist vollständiger und genauer, als was bisher bestand. Wir geben in Taf. X eine etwas vereinfachte verkleinerte Reproduktion.

3. Blockstreuung der verschiedenen Vergletscherungen.

Äußere und innere Blockstreuung, Blöcke der beiden ersten Vergletscherungen sind Ausnahmen.

Überall zeigt sich, daß wir eine größte Ausdehnung der Gletscher von einer letzten Vergletscherung zu unterscheiden haben, welch letztere von den äußersten prägnanten Wallmoränen oder Jungmoränen begrenzt wird. Im Gebiete dieser letzten Vergletscherung treten die erratischen Blöcke massenhafter auf; sie sind durchschnittlich größer und eckiger als im äußeren Gebiete. Bei den erratischen Blöcken der größten Gletscherausdehnung finden wir sodann andere Grenzen der Gebiete, größere Verschiebungen dieser Grenzen, also weit weniger klare Anordnung in Zonen ausstrahlend von den Alpen, und mehr extreme Einzelfälle. Außerdem ist das Streugebiet der Blöcke der größten Eisausbreitung auswärts fast nie von Moränenwällen umrandet und deshalb oft recht unbestimmt begrenzt. Diese Unterschiede der äußersten und der innern Blockstreuung erklären sich teils dadurch, daß in den Alpen zur Zeit der größten Eisausbreitung die blockliefernden, über Eis und Firn herausragenden Kämme weniger tief entblößt waren und die von ihnen gelieferten Blöcke über eine größere Fläche verteilt wurden, z. T. auch dadurch, daß die größte Eisausbreitung allem Anschein nach nicht lange angedauert hat im Vergleich zur letzten Vergletscherung mit ihren Rückzugsstadien. Ferner erhalten wir deutlich den Eindruck, daß bei der größten Vergletscherung die Terrainunterlage weniger maßgebend auf die Lage der Moränenzüge eingewirkt hat; die Gletscherarme verschiedener Ursprungsgebiete berührten sich und der hydrostatische Druck der einheitlich verschmolzenen Eisflut war stärker bestimmend für den Verlauf der Moränen und ihrer Gebietsgrenzen als die Gestalt der überfluteten Unter-

lage. Während der letzten Vergletscherung dagegen ragten viele Molasseberge als trennende Rippen heraus und teilten die Eisflut mehr in bestimmte Einzelströme. Im innern Gebiete mischen sich natürlich die älteren und jüngeren Blockstreuungen und nur sehr selten wird man sie unterscheiden können.

Die Blockstreuungen der zwei ältesten Vergletscherungen („Günz" und „Mindel") kommen fast gar nicht in Betracht. In unserem Lande ist meistens die seitherige Erosion zu groß gewesen, und über die plateauförmigen spärlichen Reliktenflächen aus jenen älteren Eiszeiten sind die jüngeren Vergletscherungen hinweggegangen und haben ihre Blöcke und Moränen darüber gestreut (Zugerberg, Lindenberg, Tößtalberge, Albis, Plateau zwischen Sihl und Lorze). Von den beiden ersten Vergletscherungen kennen wir fast keine erratischen Blöcke und gar keine Wallmoränen. Für diese kommen nur Grundmoränen in Verbindung mit Schottern in Betracht. Einzig auf dem Uetliberg bei Zürich fanden sich einige größere erratische Blöcke (Anlage beim Hotel, z. B. ein Miozännagelfluhblock von ca. 20 m^3 in der Grundmoräne der ersten Vergletscherung). Mit wenigen solchen Ausnahmen gehören alle die Tausende von erratischen Blöcken und alle Wallmoränen den beiden letzten Vergletscherungen an, die zudem alle Grundmoränen über und in den Tälern unter dem Deckenschotterniveau und alle Wallmoränen erzeugt haben.

4. Die einzelnen Blockgebiete der größten und letzten Vergletscherung.

Wir durchgehen kurz von Osten nach Westen angeordnet die charakteristischen Besonderheiten der Blockgebiete. An diese Darstellung schließt sich jeweilen am natürlichsten gleich die Betrachtung ihrer Ausdehnung während der größten und der letzten Vergletscherung, der Eishöhen und Eisgefälle an. Obschon wir das Phänomen der Moränen und Fluvioglazialablagerungen als solches erst nachher besprechen, werden wir doch die Kenntnis derselben auch schon hier in der Darstellung der Ausbreitungsgebiete voraussetzen und mitverwenden können. Erratische Blöcke und Moränen gehen ja zusammen, und die Blöcke in den Moränen stimmen mit den frei aufliegenden überein. Die erratischen Blöcke in ihrer Verteilung zeichnen am besten die Ausbreitungsgebiete der Gletscher nach ihrer Herkunft ab.

a) Gebiet des diluvialen Rheingletschers.

Leitblöcke und ihre Streuung, Form und Größe des Gletschers, höchste Erratika, Gefälle der Gletscheroberfläche.

Der alte Rheingletscher teilte sich bei Sargans in zwei mächtige Arme. Wir unterscheiden sie als den rechtsseitigen größeren, der durch das Rheintal hinaus über Bodensee und Thurtal sich ergoß, und den linksseitigen, der das Walenseetal und das Gebiet der Glatt überströmte. Dies diene vorläufig zur Erläuterung unserer späteren Angaben über „rechtsseitiges" und „linksseitiges" Rheinerratikum.

Erratische Leitgesteine des Rheingletschers sind, nach ihrem Ursprungsort von rechts nach links geordnet, besonders die folgenden:

Braunglimmerige Paragneise aus dem Silvrettamassiv. Sie sind beschränkt auf den rechtsseitigen Gletscherarm östlich des Rheines bis ins Allgäu hinaus. Ähnliche Gneise kommen auch noch durch das Prättigäu herab und liegen am SW-Abhang des Falknis.

Grüne Porphyrite aus Gängen im Silvrettamassiv sind als erratische Blöcke bisher nirgends notiert worden, wohl aber sind solche Gerölle in fluvioglazialen Ablagerungen hie und da zu erkennen.

Diorite und Amphibolite aus verschiedenen Teilen des Rheingebietes. Block auf Panäraalp 1300 m; Blöcke an den linksseitigen Gehängen des Rheintales, dann über St. Gallen, Schauenberg bei Elgg 840 m hoch sich gegen Nordwesten ziehend bis Ballenberg bei Engen.

Julier-Albula-Granit, kenntlich am apfelgrünen Feldspat (Oligoklas) und bronzefarben anwitternden Biotit. 30 m³ großer Block hoch über Stuls bei Bergün. Massenhaft als erratischer Block über Lenzerheide. Verbreitet im ganzen Rheinerratikum, reichlich im rechtsseitigen Teil, der östlich von Sargans floß, spärlich im linksseitigen, dem Walenseearm des Rheingletschers. Wir treffen Julier-Albula-Granit in der Gegend von Kempten, hinaus bis an den Hohentwiel, beidseitig des Bodensees reichlich, bei Thäingen (Denkstein von 2 m Durchmesser aus aplitischer Varietät), sodann häufig im Glattal, dort sich mit Lintherratikum mischend; westlichste bisherige Funde: Schlieren bei Zürich, in Moränen am Zürichberg, ein Block von 20 cm Durchmesser in der St. Anna-Moräne von Zürich (Bernh. Beck, Glazialaufschlüsse in Zürich, Dissertation 1914).

Gabbro von Oberhalbstein sind als kleinere erratische Blöcke und besonders als Grundmoränengeschiebe und Schottergerölle weit verbreitet und finden sich in Gesellschaft der Julier-Albula-Granite im ganzen Rheinerratikum: Schaffhausen (städtische Sammlung Fäsenstaub), Limmattal, Glattal, Thurtal, Bodenseegebiet.

Ophicalcit rot und grün, von Val Nandro im Oberhalbstein bei Savognin, Block in Bruggen bei St. Gallen, aufbewahrt im Heimatmuseum St. Gallen.

Taspinitgranit von Alp Taspin, Schams, grobkörnig mit sericitisierten Feldspäten, erratisch rechtsseitig im Domleschg, dann im Taminatal, sonst bisher nur im rechtsseitigen Rheingletschergebiet gefunden, so am Ostabhang des Kamor, bei St. Gallen, im Hafen von Romanshorn („Gürtelstein"), in der Moräne oberhalb Keßlerloch bei Thäingen und in Schaffhausen.

Rofnaporphyroid vom Surettamassiv, erratisch sehr häufig. Große Blöcke an den linksseitigen Rheintalgehängen, so bei Rüti, Alp Räberen bei ca. 1000 m, Paradiesstraße St. Gallen und Farren bei Mörschwil (beide jetzt im Museumspark St. Gallen), bei Schaffhausen. Der „Graue Stein" Graltshausen ENE des Ottenberg bei Weinfelden, ca. 500 m³ groß, ist 1830 gesprengt worden. Der Rofnaporphyroid ist anscheinend auch noch durch den Walensee gegangen; es werden Blöcke genannt von Berschis 710 m hoch 3 m³, Unterterzen, Mols, Hotel Speer Wesen, und zahlreiche Blöcke davon liegen in 800—1000 m Meerhöhe an Bachtel und Allmann im Zürcher Oberland.

Adulagneiss, grünglimmerig, gut geschichtet und geschiefert, hie und da gefältelt, geht durch Hinterrhein und Glennertal, über Chur und Sargans. Er ist notiert als erratischer Block von Grashalden bei Rüti im Rheintal, am Kamorabhang bei ca. 1200 m. Als fluvioglaziales Gerölle oder Moränenstein ist er im Thurgau nicht selten.

Granatmuskovitschiefer des Adulamassives ist, obschon sehr leicht kenntlich, als erratischer Block nur von E. Blumer am Abhang des Kamor notiert.

Quarzporphyr von Somvix mit sericitischer Grundmasse und zweispitzigen Quarzkristallen findet sich erratisch im St. Gallischen Rheintal linksseitig, und im unteren Thurtal. Ich habe auch ein Stück westlich von Baden auf dem Müserenplateau und eines in der Moräne Clausiusstraße in Zürich gefunden. Vielleicht stammen die letzteren von einer anderen noch unbekannten Ursprungsstelle.

Pegmatite von Somvix mit grauvioletten Feldspäten und großen Muskoviten, erratisch wiederholt gefunden.

Die Aarmassivgranite des Tavetsch sind im Rheinerratikum etwas seltener, als man erwarten sollte. Sie sind notiert von Altstätten im Rheintal, wo bei ca. 700 m im Kniebistobel der 112 m³ große „Donnerkönig" zerstört worden ist. Andere kleinere liegen dort bei 860 m, am Rorschacherberg bei 840 m (Varietät Piz Ner-Gliems, Block von 27 m³), bei Wittenbach N St. Gallen 2 m³ usw.

Das herrlichste Leitgestein des Rheinerratikum ist der Puntaiglasgranit von der Südseite der Tödigruppe, anstehend in schmalem Streifen von Val Rusein bis Val Puntaiglas, dort als Wand unter dem Gletscher und östlich über demselben, und noch in der oberen Val Frisal. Er ist leicht

zu erkennen an den großen Orthoklaszwillingen, reichlicher Hornblende und kleinen, diamantglänzenden, strohgelben Titaniten.

Erratisch finden wir Puntaiglasgranit von Val Puntaiglas weg linksseitig im Vorderrheintal (Terrassen von Brigels, Waltensburg, Flims, Blöcke auf dem Bergsturz von Flims). Die Blöcke ziehen sich durchs Taminatal ins Seezgebiet (bei Vättis, Vadura, Gigeren im Weißtannental, Obstalden); zeitweise wurde die Mittelmoräne der Puntaiglasgranite bei Sargans gespalten: links liegen Blöcke auf 1600 bis 1700 m auf Palfris, 1330 m bei Amden, auf dem Oberbuchberg bei Benken, am Bachtel schöne Blockgruppe in Ringwil bei Hinwil, ferner Blöcke im Aatal, am Greifensee, im Glattal; die südwestlichsten liegen bei Klemmeriboden Sihlbrugg, Zürich-Letten und am Zürichberg: Sockel des Escherdenkmales in der geologischen Sammlung aus einem Block von $1^1/_2$ m Durchmesser im Wolfbachtobel oberhalb Kurhausstraße Dolder, kleinere Blöcke unter dem alten Dolder und bei der Allmend Zürich, obere Zürichbergstraße. Westlichster Block beim Kurhaus Baden. Sodann Oerlikon, Glattal, unteres Tößtal (Embrach—Rorbas) und bis Rietheim bei Zurzach.

Rechts liegen Puntaiglasblöcke am linksseitigen Abhang des Rheintal: am Alvier, bei 1350 m ob Buchs, 34 m³ großer Block bei 1130 m am Kamor. Die Puntaiglasgranite vermochten nicht aus dem Rheintal ins Sittertal zwischen Kamor und Fähnern (1300 m hoch) zu überborden, wohl aber drangen sie über Eggerstanden (900 m) herein (Block zwischen Appenzell und Weißbad). Sie liegen ferner linksseitig des Rheintales bei 1100 m ob Altstätten, bei 1100 m am Hirschberg bei Gais 2 m³ Block, „Bubenstein" bei Heiden 10 m³, viele Blöcke bei Rheineck und St. Gallen, östlich Hundwil (Appenzell), bei Flawil, Jonsschwil, Block in den Anlagen von Asyl Wil usw.

Cippolin des Bündnerschiefergebietes, Region des Piz Aul (Glenner) ist bei Andelfingen gefunden.

Verrucano kommt im Rheingebiet in weiter Verbreitung vor (Vorderrheintal linksseitig, Oberhalbstein Gebiet der Cima da Flix, Arosagebiet), und hie und da sind es hier Abänderungen, die sich im Linthgebiet nicht genau so wiederfinden. Der Verrucano des Rheingebietes ist entweder schiefrig oder gneisartig, mehr grün. Die roten konglomeratischen Abänderungen z. B. des Arosagebietes zeichnen sich durch Gerölle glasiger Quarze aus. Immerhin ist die Unterscheidung von Verrucano aus Rhein- und aus Linthgebiet oft unmöglich. Verrucanoblock St. Margretherberg bei Ragaz 1440 m, ob Grabs 1284 m hoch; am Kamor der höchste bei 1200 m; Halten-Appenzell 30 m³ („gneisartiger Verrucano"). Unterhalb Stein lagen im Rhein zwei große Verrucanoblöcke, der „Salzfresser" und der „Apfelfresser", die von Unglücksfällen ihre Namen erhalten und dann wegen der Gefahr für die Schiffahrt zersprengt worden sind. Verrucano, Varietät von Arosa, kopfgroßer Block am Hohentwiel, geschützter Block NW Hallau bei 550 m.

Die Verrucanoblöcke, die durchs Walenseetal, linker Teil des Rheinerratikums, gingen, mischten sich vielfach mit denen des Seez- und Linthgebietes und sind nur selten als dem Rheingletscher zugehörig festzustellen. Wichtig sind aber die folgenden Verrucanoblöcke des Rheingebietes:

Verrucanoblöcke bei 1600 m auf Alp Gastelun Palfrisplateau westlich Alvier, Vergode bei Walenstadt 1200 m, Amden-Leibodenalp 1330 m, Bachtel Ostseite 950 m. Rötelstein $1^1/_2$ km NE Ober-Embrach 80 m³ von A. Escher v. d. Linth gekauft und der Zürcher naturforschenden Gesellschaft geschenkt, 582 m hoch gelegen. Sonnenbühl bei Pfungen (unteres Tößtal), 630 m hoch, Sernifitblock mit Schlifffläche; SW Hallau im Weidtälchen, zersprengt.

Endlich hat der Rheingletscher auch aus seinem unteren Ergußgebiete noch einige Leitgesteine in Blöcken aufgenommen und erratisch gemacht. Dies sind:

„Seelaffe" Muschelsandstein (Cardium commune-Sandsteine, Burdigalien vgl. Fig. 26); anstehend bei Bregenz und von Blatten, Speck zwischen Rheineck und Staad bis Martinsbrücke bei St. Gallen in schmalem Schichtenzug. Früh (Jahresber. St. Gall. naturw. Ges. 1894/95) fand Seelaffenblöcke vom Anstehenden weg als sogenannter Lokalschweif fächerartig gegen W und NW ausgebreitet von Wil über Schaffhausen bis Aach im Höhgau. Der „Grauestein" bei Ermatingen (zwischen Truthwilen und Wolfsegg) hat nach starken Absprengungen noch 160 m³ Inhalt. 60 m³ Block an Nordseite Gailingerberg Diessenhofen. „Hussenstein" bei Konstanz.

Phonolithe des Hohentwiel finden sich erratisch häufig in der Umgebung von Schaffhausen und als fluvioglaziales Geschiebe in Hochterrassen- und Niederterrassenschotter im Rheintal

und Klettgau. Merkwürdigerweise ist der Phonolith dieser Geschiebe meistens viel frischer als derjenige, den man vom Anstehenden oder im Gehängeschutt der Phonolithkegel schlägt.

Basalte des Höhgau sind erratisch viel seltener als die Phonolithe.

Von den nichtleitenden erratischen Blöcken des Rheingebietes ist zu nennen der „große Stoßblock", Kt. Appenzell südlich der Stoßkapelle bei 955 m, ein Block von dunklem Malmkalk von der Nordseite des Vorderrheingletschers stammend).

Im ganzen ist über den Rheingletscher zu sagen, daß er ungewöhnlich reich an Leiterratika ist, daß aber die Mischung der einzelnen Zonen außerhalb der Alpen stark ist. Für den Rheingletscher ist bezeichnend, daß er sich schon am Calanda teilte, so daß ein starker Arm über den Kunkelspaß floß, ohne dessen Boden zu übertiefen! Bei Ragaz folgt Wiedervereinigung und alsbald bei Sargans abermals Teilung in zwei Arme. Der rechte ging durchs Rheintal, der linke durchs Walenseetal. Penck bestimmte die Fläche des rechten Teiles außerhalb des alpinen Rheintales zur Zeit der letzten Vergletscherung auf 5200 km². Der linke Teil war nicht so groß. Churfirsten und Säntisgebirge blieben dazwischen als Insel, die indessen ihre eigenen kleineren Gletscher nährte. Später flossen der Rheintalarm und der Walenseearm abermals zusammen, und zwar zur Zeit der größten Vergletscherung zwischen Bichelsee und dem Schauenberg, zur Zeit der letzten Vergletscherung erst westlich des Schauenberg (bei Elgg).

Der Rheingletscher sandte seine Eismassen auch aufwärts in viele Seitentäler (Calfeusental, Weißtannen, Toggenburg bis Wildhaus). Aus dem Rheintal in das Bodenseebecken tretend, verbreitete er sich frei fächerförmig nördlich weit darüber hinaus in zahlreichen einzelnen Lappen und westlich bei größter Ausdehnung über das Klettgau hinaus bis Stühlingen und Schleitheim (565 m). Er reichte durch das Klettgau, das Untertößtal und, vereinigt mit dem Linthgletscher, ins Glattal. Die Grenze des Rheingletscher-Walenseearms gegen den Linthgletscher schwankte stark hin und her. Linthblöcke gehen über das Töß tal bis Seen bei Winterthur, Rheinblöcke mit Linthblöcken gemischt finden sich massenhaft im Glattal. Im Zürichseetal, wo die Rheinblöcke wohl ganz nur der größten Vergletscherung angehören, sind sie viel spärlicher. Sie reichen aber bis an die Sihl bei Sihlbrugg. Bei der größten Vergletscherung hatte der Walenseearm des Rheingletschers den Linthgletscher aus dem Zürichseetal verdrängt und ins Reußtal abgetrieben. Bei der letzten Vergletscherung hingegen ist der Linthgletscher im Zürichseetal geblieben und hat erst im Glattal mit dem Rheingletscher gemeinsame Sache gemacht.

Bei allen Diluvialgletschern stößt man auf große Unsicherheiten, wenn man ihren höchsten Stand an vielen Stellen zu bestimmen versucht. Selten ist man sicher, daß die höchsten gefundenen Spuren auch wirklich dem höchsten Eisstande entsprechen. Die in der Literatur zerstreuten Angaben leiden meistens an dieser Unsicherheit. In den nachfolgenden Tabellen haben wir versucht, die besten Zahlen zu einem Bilde der Eishöhen zusammenzustellen. Dieses kann aber nur ungefähr richtig sein.

Rheingletscher.

Höchste erratische Vorkommnisse (Meter über Meer).

Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf Gletscherspuren, die noch nicht dem höchsten Gletscherniveau entsprechen.

Linke Seite des Rheines			Rechte Seite des Rheines		
Lokalität	Vorletzte Vergletscherung	Letzte Vergletscherung	Letzte Vergletscherung	Vorletzte Vergletscherung	Lokalität
			2300 bis 2400		Maienfelder Furka, Aroser Seite
Calanda E-Seite		2100			
Walenseearm: N-Abhang d. Guscha S Flums			1700		Sargans-Falknis
Walenseearm: SE Walenstadt, 3 km W Alvier		(1400)	(1400 bis 1500)		Piz Vilan
Walenseearm: Leibodenalp b. Amden		1600			
Malbunalp N Alvier		(1330)			
		1350			
Wildhaus		(1250 bis 1300)	1500		Nördl. Ausläufer der Drei Schwestern S Feldkirch
Kamor E-Seite		(1220)			
Fähnern		1250	1300		Alpwegkopf (Gegend d. Hohenfreschen)
Ob. Hirschberg b. Gais		(1100)			
Gäbris		1167			
Appenzeller Sporn (Kayen)		(1118)			
HöhenzugSpeicher-Teufen		(1000)	1100	1000	Bodensee ca.
Herisau		920		670	Hohenstoffeln E-Seite
Schauenberg b. Elgg		870		670—690	Engen—Thengen
Sonnenbühl SE Pfungen		637		637	Randen Sattel zwischen Lohn und Opferzhofen
Blauen E Embrach		580		620	Zwischen Lohn u. Stetten
				587	Griesbacherhof NW Schaffhausen
Irchel E-Abhang	(696)	620		630	Roßberghof zwischen Jestetten u. Wilchingen
Irchel ob. Gräslikon		550		565	Bagenbrunnen NW Schleitheim
Walenseearm Amden	1330			530	Linkes Wutachufer SE Eberfingen u. S Stühlingen
„ Bachtel	950	900		(510)	Östl. Schweizen (Wutachtal)
„ Bülach		420	526		Gletscherenden: SW Jestetten
„ Embrach	582?		540		Gletscherenden: E-Abhang Randen
Gletscherzungenende bei Rorbas Tößtal		410	560		Gletscherenden: Büßlingen

Aus den in der Tabelle zusammengestellten Beobachtungen ergeben sich für die Oberfläche des Eisstromes der letzten Vergletscherung die folgenden mittleren Gefälle

Chur—Feldkirch 14 ‰; Feldkirch—Bodensee—Randen 6,7 ‰; Chur—Sargans 15,6 ‰; Sargans—Walensee—Bachtel 12 ‰; vereinigt mit dem Linthgletscher wird das Gefälle vom Bachtel nach Bülach 14 ‰.

Im einzelnen ist deutlich, daß stets die große zusammenhängende Eisflut ein geringeres Oberflächengefälle hat, als deren Randregion und als die einzelnen Zungen, in die sie sich gegen ihr Ende teilt.

b) Der diluviale Säntisgletscher.

Literatur:

A. Gutzwiller, Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit, Berichte der St. Gall. naturw. Ges. 1871/72.

A. P. Frey, Die Vergletscherung des oberen Thurgebietes, Jahrbuch der St. Gallischen naturw. Ges. 1914/15.

Mitten im Rheingletscher, von demselben ganz umflutet, standen Churfirsten und Säntisgebirge. Diese entwickelten einen selbständigen Thurtalgetscher und einen Sittertalgletscher, die zusammen etwa 780 km² bedeckten. Eigentliche Leitblöcke gibt es in diesem Gebiete nicht, dagegen ist bezeichnend, daß hier die Leitblöcke des Rheingletschers und unter den Kalksteinen Jura und Trias fehlen.

Große erratische Blöcke des Säntisgletschers (Kieselkalk) liegen bei Kirche Schwendi-Appenzell, 60 m³ bei Appenzell Rinkenbach, bei 1300 m auf Alp Hinterfallen, Bernhaldenwald bei Urnäsch 600 m³ großer Block und viele andere mehr.

Die Säntisgletscher versperrten dem Rheingletscher größtenteils den Weg über Wildhaus ins Obertoggenburg, wohin nur vereinzelte Rheinblöcke bis Unterwasser gelangten. Den Linthgletscher verhinderten sie, den ihm sonst altangestammten Weg über den Riken ins Untertoggenburg zu nehmen. Dagegen drang der Thurarm des Säntisgletschers in einer kleinen Zunge über die Hulftegg bis Stäg im Tößtal. An seinem Nordrande mußte der Säntisgletscher auf der Linie Appenzell—Waldstatt—Degersheim—Kirchberg—Dusnang—Bichelsee sich am Rheingletscher stauen, während er, wohl bei kleinerem Stande des Rheingletschers, bis Speicher reichte.

Westlich war der Säntisgletscher durch die Molasseberge Speer—Kreuzegg—Hörnli begrenzt. Im Innern ragten als Nunataker vor: Kronberg, Hochalp, Hundwylerhöhe, Fallegg und Kunzenberg. Am Kronberg auf Molassenagelfluh liegen die höchsten Säntiskreideblöcke bei 1200 bis 1300 m, am Hörnli noch auf 1000 m, auf der Linie Kirchberg—Herisau ca. 900 m hoch.

An der Nordseite des Hörnli gegen Sternenberg und nordwestlich gegen Wyla—Turbental trifft man nur einzelne kleine Kreidekalke, doch nirgends einen kristallinen Block. Das Gebiet zwischen Hörnli, Tößtal und Murgtal bis gegen Bichelsee scheint vom Säntisgletscher zur Zeit seiner größten Ausdehnung bedeckt gewesen zu sein.

c) Gebiet des diluvialen Linthgletschers.

Leitblöcke und ihre Streuung, höchste und äußerste Erratika, Gestalt.

Wegen der Ähnlichkeit der erratischen Materialien fassen wir hiermit auch die kleineren Eisströme des Weißtannentales, Schilzbach- und Murgtales zusammen, die nördlich ins Tal des Walensee absteigen.

Erratische Leitgesteine sind:

Verrucano. Die grünschiefrigen und die felsitporphyrischen und sericitreichen Abänderungen kommen im Rhein wie im Linthgebiete vor, ebenso die eingelagerten Spilite und Diabase. Dagegen gehören die roten Sandsteine und die roten Konglomerate, das sind die eigentlichen Sernifite, fast ganz nur dem Linth- und Walenseegebiete an und sind hier rechtsseitig der Linth weit verbreitet. Ferner sind die dunkelvioletten schlackigen Melaphyre fast nur im Linthgebiete anstehend und hier besonders als Lavalager im Sernifit konkordant eingeschaltet, anstehend an den Kämmen der Freiberge zwischen Sernftal und Linthtal und S. über dem Panixerpaß.

Sernifite und Melaphyre sind die gewöhnlichsten Erratika im Zürichseetal. Zu Tausenden liegen sie noch jetzt in manchen Strichen herum. Ihre Hauptmasse aus der Zeit der letzten Vergletscherung liegt rechts des Zürichsees, die Hauptmasse aus der größten Vergletscherung dagegen auf dem Albis. Als die äußersten Sernifite, welche das vom Linthgletscher bestrichene Gebiet umranden, sind zu nennen: vom Nordrand: Block 1000 m hoch gelegen, 3 bis 4 m^3 groß, in Wolfsgrub am Tößstock, Blöcke in den Moränen nördlich Kollbrunn und bis Seen bei Winterthur. Auf der Wasserscheide zwischen Rhein und Klettgau liegen Sernifite bei 570 m, nördlich des Rheines bei Bergöschingen unweit Kaiserstuhl Block ca. 120 m^3 bei 450 m Meerhöhe; der nördlichste liegt 600 m hoch nördlich des Rheines bei Rümikon, der nordwestlichste am Siggenberg bei Turgi. Am West- und SW-Rande des Linthgletschergebietes gibt es zahlreiche aber kleine Sernifitstücke bei Lenzburg, im Reußtal bei Frauental, Hatwil und Maschwanden. Im NW-Teil der Zugerberg-Hochwacht liegen sie bei 925 m, und auf der Wasserscheide zwischen Altmatt und Aegeri bei 1080 m.

Westlich Einsiedeln sind zu notieren Sernifit auf der Kreuzweid 1150 m, nördlich bei Tristel 1030 m, nordöstlich bei 1250 m am Stöcklikreuz auf der Wasserscheide von Linth und Sihl. In Einsiedeln ist das Paracelsusdenkmal errichtet aus einem Bruchstück eines großen Blockes, der etwas weiter nördlich lag. Sernifitblock nahe der Paßhöhe der Straße von Biberbrugg nach Aegeri bei 1100 m. Die südwestlichsten Sernifite hat R. Frei westlich der Lorze ca. 1 km nördlich der Zugerberghochwacht gefunden. Da der Sernifit im Reußgebiete anstehend nicht vorkommt und auch ein jetzt verschwundenes Vorkommnis der Diluvialzeit nicht denkbar ist, haben wir es in der genannten Linie Einsiedeln, Altmatt, Aegeri, untere Lorze mit der äußersten SW-Grenze der Linthgesteine zu tun.

Besonders große oder sonst beachtenswerte erratische Sernifitblöcke des Linthgebietes sind:

Große Blöcke ohne begleitende Moräne auf dem Molassesandstein der Insel Lützelau mitten im Zürichsee; Block bei Spitzen bei Hirzel; Okenstein auf Pfannenstiel 802 m; sehr viele ähnliche große in der Umgebung auf der hohen Terrasse zwischen Zürichsee und Pfannenstiel bei 600 bis 700 m; „Pflugstein" bei 565 m auf herrlicher Moränenterrasse ob Erlenbach, 156 m über dem Zürichsee, ein Melaphyrblock, nach neuesten Messungen von Hans Frey und O. Bienz von 1000 m^3 Inhalt (Fig. 34); viele kleinere Melaphyrblöcke in der Umgebung; Melaphyrblock von ca. 300 m^3, 75 m über dem Zürichsee bei Goldbach in „Villa Seidengrieder"; großer sehr eckiger Sernifitblock im Garten von Architekt Baur Zürich 8. Der „Ackerstein" bei Wipkingen-Zürich ist zum Hausbau „Haus zum roten Ackerstein" verwendet worden; Sernifitblockschwarm oberhalb Fällanden; zahlreiche kleinere Sernifitblöcke in öffentlichen und privaten Anlagen des ganzen Gebietes.

Taveyannazgestein (Diabas und Diabastuff des Eogen, graugrün mit helleren runden Flecken) ist nur Leitgestein gegenüber dem Rheingletscher, nicht aber gegenüber dem Reußgebiet, wo er massenhaft vorkommt. Die Vorkommnisse von Taveyannazgestein im Calfeusertal sind nicht typisch und verschwindend gegenüber denjenigen des Linthgebietes (Sernftal, Durnachtal und Kammerstock).

Erratisch finden wir Taveyannazgesteine überall in den Linthmoränen. Bei Zollikon wurde ein 860 m^3 großer Block für Straßenmaterial verbraucht; ein ähnlicher liegt nahe beim Pflugstein, ein anderer im Eisenbahneinschnitt bei Tiefenbrunnen—Zürich. Ein ganzer Schwarm von Blöcken wurde in Rumensee bei Zollikon ausgebeutet. Er liefert eben das allerbeste Straßenmaterial als Pflasterstein wie als Schlagschotter. Mit Melaphyr beisammen finden wir Taveyannazgestein in den Moränen bei Seen (Winterthur) an der Grenze der Lintherratika — und ebenso bei Buchenloo westlich Rafz.

Die leitenden Sernifite und Taveyannazgesteine mögen ein Dritteil des ganzen Lintherratikums ausmachen. Große Massen von Liasquarziten, Röthidolomiten, besonders von Malmkalkblöcken, Kreidekalken, Nagelfluhen, liegen durchweg im Linthgebiet, ohne daß die genauere Herkunft bestimmbar wäre. (Hohe Promenade, St. Anna und Selnau in Zürich Malmkalke bis 100 m^3.) Zwischen Sihl und Zürichsee in den Moränen sind Malmkalke vorherrschend. Bei Seebach im Glatttal ist ein Block von ca. 30 cm Durchmesser gefunden worden, bestehend aus einem exotischen Granit, der ununterscheidbar ist von dem berühmten Block im Flysch hinter Dornbirn.

Fig. 34.

Der Pflugstein, erratischer Melaphyrblock, 1000 m^3, 156 m über dem Zürichsee über Erlenbach. Heimat: Gandstock (Kt. Glarus), geradlinige Distanz = 54 km, Weglänge = ca. 64 km. (Gezeichnet von Alb. Heim 1869.)

Im Hintergrund des Linthtales im Kessel von Sandalp und Limmern stehen noch mannigfaltige kristalline Silikatgesteine an, die aber nur sehr wenige erratische Blöcke geliefert haben. Das Gestein überragte eben die Eisflut nicht, es bildete fast nur den Gletscherboden, und von diesem riß der Gletscher keine Blöcke ab. Die allenfalls von hier stammenden Erratika des Linthgebietes sind von solchen des Reußgebietes nicht zu unterscheiden. Der gleiche Amphibolitzug z. B., der durch den Düssistock geht, steht auch an der Sandalp am Fuß des Kleintödi und Ochsenkopf an. Aus diesem Gesteinszug mag ein dioritischer Block von 1 m Durchmesser stammen, der an der Albishochwacht bei ca. 870 m Höhe liegt. Ob er vom Reußgletscher oder vom Linthgletscher gebracht worden, bleibt unsicher. Das letztere ist wahrscheinlicher, weil keine Aaregranitkameraden umherliegen.

Der Linthgletscher war eingeklemmt zwischen dem Walenseearm des Rheingletschers und dem Reußgletscher und mußte große Schwankungen nach rechts und links ausführen. Bei der größten (der vorletzten) Vergletscherung reichte das vereinigte Walensee-Linth-Eis am Regelstein (Speer-Kreuzbergkette) bis 1300 m hinauf. Sein Nordrand überquerte bei Stäg die Töß und erreichte am Hörnli ca. 1000 m. Am Schauenberg berührt der Linthgletscher das nördliche Rhein-Eis und durch dasselbe wird der Walensee-Linthgletscher aus dem unteren Tößtal wieder südlich

verdrängt. Nahe Eglisau überschreitet der Linthgletscher den jetzigen Rhein und geht über Rafz bis ins Klettgau. Bei der letzten Vergletscherung sandte der Linthgletscher noch eine Zunge ins Tößtal über Gibswil bis Fischental und überbordete wahrscheinlich noch in kleineren Zungen bei Bäretswil und Russikon nach dem Tößtal hinüber.

Südlich reicht der linksseitige Linthgletscherrand der größten Vergletscherung über Einsiedeln, wo er den Sihlgletscher staut, dann südlich der Hoherone längs der Nordseite des Aegerisees bis an den Zugerberg, dann über die Reuß und gegen Lenzburg. Die nördliche Grenze ist ganz unbestimmt. Die äußersten Sernifite sind neben Julier-Albula-Graniten in einer Moräne 460 m hoch N Säckingen gefunden worden (Tschudi).

Nunataker der größten Vergletscherung waren die Tößstockgruppe, die Hoherone, die Lägern und die höchsten Kaltwangen-Klettgauerberge. Während der letzten Vergletscherung ragten auch Etzel, Albis und Uetliberg und der Schauenberg aus der Eisflut empor. Im Ganzen kann man sagen: Der Linthgletscher der letzten Vergletscherung erfüllte das Glatttal und das Zürichseetal, derjenige der größten Vergletscherung überdeckte außerdem nördlich noch das Tößtal, südlich ging er über den Albis und über die untere Reuß.

Linth- und Rhein-Linthgletscher.

Höchste erratische Vorkommnisse.

Linke Seite			Rechte Seite		
Lokalität	Vorletzte Vergletscherung	Letzte Vergletscherung	Letzte Vergletscherung	Vorletzte Vergletscherung	Lokalität
Ziegelbrücke		1250	(1200)		Mullernterrasse E Mollis
				1318	Regelstein
Oberhalb Reichenburg		(1100)	(1000)		Ob. Gauen
Stöcklikreuz SW Lachen	(1250)		(800)		Rikenpaß
Kreuzweid W Einsiedeln	(1198)		1000		Wolfsgrub, Wasserscheide W Tößstock
Raten S Hoherone	1124		995		Bachtel S-Seite
Etzel S-Seite		1020	924		N Gyrenbad W Allmann
Hoherone, Roßberg	1070	1020 bis 1030?	860		Bäretswil
				(1100)	Tweralp.
E Gubel	1020			1000	Hörnli
Gubel		940	870		Schauenberg W Turbenthal b. Elgg.
Albishorn und Albishochwacht	(908)	ca. 880	(596)		Iberg SE Winterthur
			650		Hasel E Pfäffikon
Ütliberg Bahnhof	(874)	780	637		Sonnenbühl SE Pfungen
Hasenberg N Mutscheller		630	580		Blauen E Embrach
Altberg W-Ende		570	530		Dettenberg E Bülach
Lägern	830			(600)	S-Seite d. Klettgauerberge
				590	Hauackerhof N Rümikon

Höhen der Zungenenden. Letzte Vergletscherung.

Killwangen	Würenlos	W Otelfingen	Schöfflisdorf	Stadel	Glattfelden
400	430	445	480	440	435

Oberflächengefälle des Eisstromes bei der letzten Vergletscherung Hoherone—Kilwangen 13,8 ‰.

Betreffend Oberflächengefälle der diluvialen Gletscher überhaupt ist auf die vielen guten Bestimmungen in „Penck und Brückner" S. 490, 502, 550 usw. zu verweisen.

d) Gebiet des diluvialen Reußgletschers.

Streuung der Leitgesteine, Nunataker des Reußgletschers, Ausdehnung, oberste Erratika, Gefälle.

Literatur:

F. Mühlberg, „Über die erratische Bildung im Aargau", Verh. der Schw. natf. Ges. 1869, Mitt. d. Aarg. natf. Ges. 1878 und spätere.

Erratisches Leitgestein des Reußgebietes ist allein der Windgällenporphyr, ein Quarzporphyr, der einzig an den Windgällen im Kt. Uri so vorkommt und dort den Gipfel der kleinen Windgälle bildet. Leitgesteine zur Abgrenzung gegen den Linthgletscher, also rechtsseitig, sind die hellen Granite („Protogine", Aargranite) und die Gneise und mit großer Wahrscheinlichkeit die meisten kristallinen Schiefer, ferner der Titanit führende Amphibolprotogin des Piz Giuf. Nichtleitend sind die sehr zahlreichen Taveyannazgesteine, die Jura- und Kreidekalke, Nummulitenkalke und die Nagelfluhen und durch Abwesenheit leitend ist der Sernifit.

Fig. 35.
„Druidenstein" im Park des Hotel Axenstein bei Morschach, 766 m ü. M., 329 m über dem Vierwaldstättersee, mit Blick gegen Nord (Mythen). Granitblock von ca. 56 m³, aufliegend auf unterstem Seewerkalk.

Windgällenporphyre sind gefunden worden in Schlenggen bei Gersau 828 m, am Bürgenstock oberhalb Ennetbürgen, ferner Sihlwald (vielleicht von der Albishöhe gestürzt), Ostabhang des Lindenberg, Heitersberg, Kreuzliberg bei Baden, Malzhalde am Nordabhang der Lägern. Westlich des Lindenberges sind sie sehr selten. Mühlberg fand sie in Moränen bei Seon, O. Frey südlich Schmidrued im Suhrtal.

Enorm verbreitet sind die Granite vom Schöllenentypus. Freiaufliegend ist das Gestein noch frisch, in Moränen und Kiesen oft mürbe zum Zerfallen. Die Helmhausbrücke von Zürich ist ganz aus erratischen Graniten von Mellingen gebaut worden. Die älteren Trottoirrandsteine Zürichs sind solchen entnommen worden. Ein Block bei Mellingen soll so groß gewesen sein, daß zwei Steinbrüche in demselben angelegt waren, bis er ganz aufgezehrt worden ist. Noch vorhandene, zum Teil geschützte erratische Granite, „Geißberger" des Reußgebietes, finden sich reichlich.

Lokalitäten reich an erratischen Reußgranitblöcken sind:

Reußtal oberhalb Vierwaldstättersee: Arniberge, Schattdorferberg. Sodann im Seegebiet: Großer Axen ob Tellsplatte, Terrasse Tannen—Morschach. Hier liegen die zahllosen großen Blöcke meist ohne Moräne dem Felsgrunde aufgestreut („Druidenstein" Fig. 35 ca. 56 m³, „Geologenstein" 10 m³). Reiche Granitblockstreuung auf der gegenüberliegenden Felsterrasse Sonnenberg—Seelisberg

bis Treib hinab. Reußgranite fehlen dagegen auf dem Giebel bei Schwyz, Ybrig und Rickenbach, welches Gebiet vom granitfreien Muotatalerzufluß eingenommen war. Reich an Granitblöcken, hunderte von 2 bis 20 m^3, ist der Bürgenstock (Blöcke auf dem Mattgrat, St. Jost-Block usw.). Am Stanserhorn ist der „Keltistein" zu nennen. Die Rigigruppe ist von Reußgraniten umstreut. An der Rigihochfluh gehen sie bis 1390 m, ob Vitznau in Eichberg und Romitti sind sie reichlich bei 1100 m. Der höchste Block am Tristelberg ob Vitznau soll über 20 m^3 Inhalt haben. Er liegt bei 1120 m. Am Rigi-Seeboden am NW-Abhang von Kulm ist bei 1000 bis 1080 m ein Moränengesimse mit vielen großen Granitblöcken, der Größte maß 250 m^3, viele sind jetzt zerstört. Fig. 36 stellt einen geschützten Block dar. Unzählige, zum Teil sehr große Granite und Gneise des Reußgebietes liegen am Abhang des Roßberges, besonders zwischen Steinen und Steinerberg, und sind an der Gotthardbahnlinie und der Straße reichlich zu sehen, sobald man das Bergsturzgebiet von Goldau, gegen E gehend, verläßt. Camenzind hat deren 3000 bis 4000 gezählt.

Fig. 36.

Erratischer Reußtalgranitblock von ca. 54 m^3 auf dem Seeboden (Kreuzegg) an der Rigi, 1026 m ü. M., 589 m über dem Vierwaldstättersee, Blick gegen Pilatus.

Inschrift auf der Ostseite:

„Am Gotthard verladen, vom Gletscher gebracht
Halt über dem grünenden Land ich hier Wacht."

(Eigentum der „Holz- und Seeboden-Corporation Küßnacht", geschützt auf Gesuch von Notar Trutmann und Alb. Heim.)

Die Streuung der Reußgranite nimmt also die ganze Breite vom Stanserhorn über Bürgenstock und Rigi bis Roßberg ein. Die Blöcke auf der Landzunge Horw: Winkel, Kastanienbaum usw. („Fuchsenstein" ca. 750 m^3), gehören vielleicht schon zu den Haslitalern, die über den Brünig gekommen sind, ebenso gewiß die vielen Granitblöcke nördlich des Pilatus an den Abhängen gegen Malters. Die südlichsten der letzteren Gruppe liegen bei 840 m (Straße bei Höllriesi SW Kriens) und S Schwarzenberg bei 800 m.

Zahlreich sind große Reußgranitblöcke im unteren rechtsseitigen Teil des Reußerratikums (Bezirk Lenzburg): „Erdmannlistein" bei Wohlen, ein Block ruht auf den Spitzen zweier ähnlicher Blöcke (Fig. 37); „Wolfhüslistein" bei Anglikon 4 m³; „Loorenstein" bei Hägglingen; „Dachstein", 9 m hoch an der Straße Mellingen—Baden, ist zerstört. Zahlreiche große Blöcke in den Umgebungen von Mellingen sind aufgezehrt worden; dazu zählte der „Kleinkindlistein" ca. 300 m³, der „Honderfluhstein" über 400 m³, der „Teufelsstein" über 300 m³. Ein anderer „Kleinkindlistein" lag rechts der Reuß am Heitersberg an der NE-Grenze des Reußgletschers, zwischen Mellingen und Bremgarten der „Küntenstein" über 500 m³. Umgebung Lenzburg: „Römerstein", „Fischbank". Der „Große Stein" (15 m³) bei Staffelbach ist ein Gneis. Der „Wirtel", ein Granitblock in der Aare bei Beznau, kam durch das Wasserwerk unter das Stauniveau.

Selbstverständlich ist das Reußerratikum noch reich an zahlreichen andern kristallinen Erratika. Die Orthogneise, die Sericitschiefer und Gneise, die schiefrigen Quarzporphyre, die Aplite, die Amphibolite sind reichlich vertreten. Sie zeigen aber innerhalb des Reußgebietes kaum eine erkenntliche Anordnung in Zonen, und die völlig gleichen Gesteine kommen im Aareerratikum und auch vielfach im Rhoneerratikum vor. In den Erratika sedimentären Ursprunges ist bisher kein bezeichnender Unterschied zwischen Linth, Reuß und Aare gefunden worden.

Als großer Kieselkalk (Hauterivien) ist im Reußgebiet der „Heidenhubelstein" östlich von Sarmensdorf am Lindenberg zu nennen, der nach stattgehabter Verkleinerung noch ca. 460 m³ groß, 645 m hoch gelegen ist.

400—500 m³ große Nagelfluhblöcke werden von Rothkreuz und bei Mellingen genannt. Einer von ca. 350 m³, mit einer Tanne gekrönt, liegt beim Hof Hafnerberg bei Birmensdorf (Kt. Zürich).

Fig. 37.
Erdmannlistein, erratische Blockgruppe aus Reußgranit bei Wohlen-Bremgarten.

Im Reußgletscher bildeten zur letzten Eiszeit der Roßberg bis Zugerberg, die Rigigruppe und der Lindenberg Inseln. Ein Arm erstreckte sich über Sattel, teils gegen Altmatt, teils nach dem Aegerisee. Die kristallinen Blöcke sind hier und bis über den Zugerberg hinaus aber sehr selten, was wohl dem rechtsseitigen Muottataler- und Schächentalerarm des Reußgletschers, die keine kristallinen Silikatgesteine führen konnten, zuzuschreiben ist. Der rechtsseitige Rand des Reußgletschers verläuft zur letzten Eiszeit dem Albiskamm entlang, der dazumal die Scheide zwischen Linth und Reuß bildete. Gegen Norden teilt sich der letzte Reußgletscher, den Tälern sich anpassend, in eine Anzahl von moränenumkränzten Zungen: Reußtal bis unterhalb Mellingen, Bünztal bis Othmarsingen, Seetal bis Seon, Wynental bis Zetzwil, Suhrtal bis Staffelbach, westliche Lappen im Hürnbachtal und Wauwylermoos

Reußgletscher.

Höchste erratische Vorkommnisse.

Linksseitige Zone			Mittelzone			Rechtsseitige Zone		
Lokalität	Vorletzte Vergletscherung	Letzte Vergletscherung	Lokalität	Vorletzte Vergletscherung	Letzte Vergletscherung	Letzte Vergletscherung	Vorletzte Vergletscherung	Lokalität
			Seelisberg		(1045)	(1262)		Oberhalb der Tellsplatte ob Frümseli
			Bürgenstock		(1134)			
Pilatus E-Seite		1200	Gotthard E Rigi Hochfluh	1390				
			Tristelberg ob Vitznau	1120		1070		NW Rothenturm
			Eichberg ob Vitznau		1100	1020		E Oberaegeri
Holderkapelle SE Malters		(950)	Seeboden am Rigi		1050	1048		Rüfiberg W Roßberg
			Holderen NW Rigikulm	(1080)			1168	Großmattstollen N Roßberg
						1000		Zugerberg S (Walchwil. Allmend)
							992	Zugerberg N
Buttenberg b. Rickenbach		830				950		W Zugerberg—Hohwacht
Schiltwald S-Seite Gschweich	(869)	760	Lindenberg S-Ende, W Beinwil		850	ca. 880	(914)	Albishorn
Sterenberg	(874)	800	Lindenberg	(890)		780	(874)	Ütliberg Bahnhof
Homberg b. Reinach	(791)	700?	Lindenberg N-Ende b. Sarmenstorf		650	630		Hasenberg N Mutschellen
Zetzwil		510*	E Seengen		600			
Staffelbach		500*	Egliswil S Lenzburg		550	500		Oberrohrdorf
E Dagmersellen		506*	Othmarsingen—Niederlenz		430*	400*		S Mülligen N Mellingen
N Schötz		520*	N Seon		445*			

* Diese Zahlen sind Höhen der Gletscherzungenenden der letzten Vergletscherung.

bis an die Wigger, und im Rotbachtal ging das Eis bis zwischen Etiswil und Großwangen. Zu dieser Zeit reichte das Eis an Rigi und Roßberg bis ca. 1050 m. Die Rigi ragte als 750 m hoher, der Roßberg als 430 m hoher Nunatak über die Eisflut hinaus. Bei Nebelmeer kann man von der Rigi aus oft ein ähnliches Bild genießen: der oft in 1000 bis 1200 m reichende, oben scharf begrenzte Nebel täuscht die Eisflut vor, nur fehlen dem Bilde die Moränen.

Bei der größten Vergletscherung waren die Verhältnisse im alpinen Teile wohl ähnlich. An Rigi (Südseite) reichte der Gletscher bis fast 1400 m, an Roßberg (Nordseite) bis 1200 m; dort drang noch von Einsiedeln her ein Arm des Linthgletschers ins Aegeriseetal. Der Zugerberg war wie Albis, Ütliberg und Lindenberg gänzlich vom Eise überflutet. Die Nordostgrenze des Reußgletschers war damals durch den Linthgletscher bis westlich der Reuß gedrängt; der Reußgletscher reichte dann aber nördlich hinab bis Waldshut und westlich über Aarau fast bis Olten. So herrlich die gelappte Nordgrenze des Reußgletschers der letzten Vergletscherung durch Wallmoränen umkränzt ist (geol. Karte d. Schweiz 2. Aufl. 1 : 100 000 Blatt VIII), so unbestimmt bleibt seine Nordgrenze der größten Vergletscherung. Das Reußerratikum vermischt sich dort mit demjenigen des Rhonegletschers. Bei Olten am Jura ansteigend und in denselben eindringend wandte sich das Reußeis gegen NE in das untere Aaretal.

Die Westgrenze des Reußgletschers zur Zeit der größten Vergletscherung griff anscheinend nur wenig weit westlich über diejenige der letzten Vergletscherung hinaus bis in die Nähe von Zofingen (Granite noch ca. 4 km S von Zofingen) und Aarburg. Der südwestlichste Reußblock mag ein Gneisgranit bei Menznau (S Willisau) sein.

Die Verschiebungen der Grenzen der verschiedenen Gletscher in verschiedenen Zeitabschnitten gingen so weit, daß Rheinerratikum und Reußerratikum über das Lintherratikum hinweg sich zu berühren und sogar etwas zu mischen vermögen auf dem Strich Ütliberg, Limmattal, Baden, Siggenberg, Koblenz. Auf dem Bruggerberg liegen Linth-, Reuß- und Rhoneblöcke gemischt, Sernifit und Windgällenporphyr nebeneinander (vgl. Tafel X).

Die Gletscheroberflächengefälle zur letzten Vergletscherung ergeben folgende Mittelzahlen:

Seeboden-Rigi bis Südende Lindenberg 9,5 ‰
S Lindenberg bis Zungenende Seon 19 ‰.

Osk. Frei bestimmt das Gefälle der einzelnen auslaufenden Eiszungen im Aargau gegen die Endmoränenwälle auf 8—9 %.

e) Gebiet des diluvialen Aaregletschers.

Streuung der Leitgesteine, Ausbreitung, höchste Erratika.

Literatur:

Baltzer, Der diluviale Aaregletscher, Beitr. zur geol. Karte der Schweiz Lfg. XXX, 1896.

Auch im Aaregebiete treffen wir wiederum massenhaft die Kalkgesteine der Jura-, Kreide- und Tertiärbildungen. Ebenfalls reichlich beigemengt sind die braun-

glimmerigen Gneise der nördlichen Gneiszone des Aarmassives. Westlich der Aare werden die Niesenkonglomerate häufig. An Menge treten etwas zurück die Granite (Grimselgranite und Gasterngranite) und die Amphibolithe. Die Sernifite fehlen wie im Reußgebiete. Als Gesteine, die sicher einzig dem Aaregebiete angehören, sind zu nennen:

Gasterngranite (Gasterntal); Habkerngranite (roter Feldspat, ölgrüner Quarz); Grindelwaldner Marmor (mechanisch metamorphes Mischgestein von Malmkalk mit Bohnerzformation); Tschingelkalk (grünliche und weiße kristalline kieselige Kalke mit Silexlagen wechselnd, eine für das Berneroberland bezeichnende Varietät des helvetischen Hauterivien-Kieselkalkes).

Die Gasterngranite sind gegenüber den Aaregraniten zu erkennen an feinerem Korn und an schön sechsseitigen Biotiten. Sie liegen in großer Zahl nur linksseitig der Aare, besonders am Längenberg. Bei Wabern (Bern) ist ein Block mit der Aufschrift „Gastern" konserviert. Auf den Mittelmoränen des Belpberges finden sich Gasterngranite. Ein Block Gasterngranit (?) ist rechtsseitig der Aare bei Rötenbach von Antenen gefunden worden. Bei Wimmis liegt ein Block von ca. 70 m^3. Von ganz ungeheuren Dimensionen aber scheint ein Block Gasterngranit in Trimstein bei Worb (Bern) zu sein. Er soll dem Ort seinen Namen gegeben haben. Er liegt in der Erde, ist aber auf über 50 m^2 abgedeckt (Ed. Gerber).

Die Habkerngranite kommen im Sammelgebiete des Aaregletschers nur als Blockschwärme im Wildflysch, hauptsächlich des Habkerntales (N Interlaken) vor, sind indessen vereinzelt auch noch im Flysch des Entlebuch und bis an den Lowerzersee, ja bis ins Vorarlberg gefunden worden, so daß sie als Seltenheit auch vom Reußgletscher vertragen werden konnten.

Erratisch verschleppte Habkerngranite trifft man besonders oft in den Emmentälern, was entweder von der östlich gepreßten äußersten rechtsseitigen Aaremoräne oder vom besonderen Gletscher des oberen Emmentales herrührt. Mehr vereinzelt kommen Habkerngranite vor bis Lauperswyl, im Emmental bei Dürrenrot und Menzberg; einige liegen bei Herrgottswald 900 m SE von Malters, dann nördlich Sursee bei Egolzwyl, bei Büron und Triengen im Reußgletschergebiet.

Es ist am wahrscheinlichsten, daß diese Habkerngranite durch den Lokalgletscher des Entlebuch verschleppt worden sind. Vielleicht stammen sie auch aus dem Wildflysch am Nordrand der Pilatuskette und sind von da dem Reußgletscher einverleibt worden, oder es kann sie die rechte Seitenmoräne des Aaregletschers umbiegend um Hohnegg nach dem Entlebuch gebracht haben.

Der von Studer erwähnte Habkerngranitblock bei Sachseln ist zerstört worden. Er stammte wohl aus dem Wildflysch südlich des Sarnersees.

Ob der Grindelwaldner Marmorblock (ca. 8 m^3) westlich ob Kulm (südlich Aarau) in 625 m Meerhöhe von der Gegend von Urbach und Rosenlaui über den Brünig gekommen oder einem Entlebucherarm des Aaregletschers oder ähnlichen Vorkommnissen aus dem Engelberg entstammt, bleibt zunächst unentschieden.

Bunte Marmore aus dem Zuge Urbachtal—Grindelwaldgletscher—Oeschinensee sind linksseitig der Aare am Längenberg häufig bis Bern (Kehrsatz, Toffen, Greisenasyl); in der Mittelregion treffen wir sie am Belpberg und östlich der Aare bis Gümlingen, Boll und Vechigen.

Grimselgranite, identisch den Reußgraniten, stammend aus der Aaregranitzone vom Hasligebiete, sind zahlreich besonders in den Talmoränen. Am Westabhang des Hondrichberges bei Spiez lagen Schwärme großer Blöcke. Viele Hunderte sind dort verarbeitet worden. In großer Menge liegen sie im Rötenbachtal im Emmengebiet und gehören dort der größten Vergletscherung an. Östlich von Bern (Vechigen—Utzigen) sind zahlreiche Grimselgranite aufgebraucht worden. Ca. 80 m^3 groß ist der im Grauholz konservierte Granitblock, der dort zwischen vielen Gneisblöcken liegt. Für viele dieser Blöcke im Grauholz ist indessen auch Herkunft aus dem Rhoneerratikum möglich.

Am großen Rugen und der Heimwehfluh (Interlaken) findet man nur Gneise, 1200 m hoch. Nördlich des Sigriswylergrates liegt ein Gneisblock rechtsseitig, wohl vom Sustengebiete stammend.

Am Steinboden östlich Eggiwyl liegen bis 1130 m Gneise des Hasligebietes. Die „Teufelsburdi" war ein Gneisblock von über 300 m³ am Abhange des Gurten. Er ist zerstört. Ein Blockmeer von Gadmergneisen liegt bei Sinneringen östlich Bern. Die Gadmergneise liegen alle rechts der Aare. Die höchste Flut des Aaregletschers bei der größten Vergletscherung ist am Ausläufergrat der Gadmenflühe durch Gneisblöcke bei 1750 m und an der Westseite des Napfgipfels durch Blöcke bei 1030 m (Nummulitensandstein) bis 1060 m markiert.

Ein prachtvoller Block (2 m Durchmesser) von typischem Tschingelkalk liegt in der Moräne von Bern und wurde am S-Eingang der Landesausstellung (Länggasse) in Bern 1914 nahe seinem Fundorte aufgestellt.

Fellenberg hatte stets den erratischen Blöcken große Aufmerksamkeit zugewendet. So sind viele der interessantesten im Hofe des naturhistorischen Museums oder in den Anlagen Berns (vor dem Bundespalast, am Einschnitt nördlich der Kornhausbrücke usw.) in Gruppen aufgestellt, stets möglichst nahe der Fundstelle.

Nach den erratischen Blöcken sind zur letzten Eiszeit die Grenzen des Aaregletschers die folgenden gewesen:

Ein Arm ging über den Brünig (1000 m). Das Eis stand dort wohl 1500 m hoch. Es ergoß sich bis an den Vierwaldstättersee. Aaregesteine sind in Obwalden häufig; an den Gehängen des Sarnersees reichen sie hoch hinauf. Massenhaft sind Grimselgranitblöcke in Luzern, Giswyl und Sachseln zu Bauzwecken zerstört worden. Meistens liegen sie als Obermoränenmaterial mehr in den oberen Teilen der Moränen, während die unteren Moränenmassen meist aus Grundmoränen gebildet sind und eher bloß aus den Materialien des Sarnergebietes bestehen. Die Grenze der Aaretalblöcke talauswärts ist noch unbestimmt, wie überhaupt noch keine besondere Studie über das Erratikum des Sarnergebietes vorliegt. Die Haslitaler, die über den Brünig gekommen sind, mischen sich am Vierwaldstättersee mit den Reußtalern.

Unterhalb des Thunersees drängt der Aaregletscher mit einzelnen Zungen in die östlichen Täler hinauf, meistens bis auf die jetzigen Wasserscheiden, die er durch die Endmoränen seiner Zungen aufgeschüttet hat, so daß die Gletscherbäche dieser einzelnen Eislappen Abflußrinnen gegen das Emmental bildeten (Schwarzenegg, Linden, Eschlental, Zäziwyl, Walkringertal, Lindental), die jetzt wasserarm sind. Der Nordrand des letzten Aaregletschers staute sich nahe nördlich Bern am Rande des Rhonegletschers und bildete in der Richtung gegen Burgdorf die rechte Flanke des Rhonegletschers. Die Grenze zwischen beiden verschob sich in verschiedenen Stadien bei Bern um 6 bis 10 km SE—NW. Die Westgrenze des Rhonegletschers verläuft E Bern auf der Wasserscheide zwischen Aare und Sense über den Längenberg und Gurten fast genau S—N. Gegen Westen ergossen sich dort viele Abflußrinnen des Aaregletschers ganz symmetrisch zu denjenigen der NE-Seite.

Für die größte Vergletscherung können wir die Umgrenzung viel weniger bestimmt geben. Der Aaregletscher mag zeitweise weit nördlich über Bern hinaus gereicht haben. Meistens aber wurde er durch den gewaltigen Rhonegletscher derart gestaut, daß er sich schon bei Thun rechts ins Emmental und Entlebuch wenden mußte und zum Teil das Napfgebiet umfloß, während das Haslitaleis über den Brünig seinen Abfluß nach Luzern und ins Aargau hinein fand.

Aaregletscher.

Höchste erratische Vorkommnisse.

Linke Randregion			Rechte Randregion		
Lokalität	Vorletzte	Letzte	Letzte	Vorletzte	Lokalität
	Vergletscherung				
			1750		Ausläufergrat der Gadmenflühe
			(ca. 1700)		S Gentalhütten ENE Innertkirchen
Brienzerberg Axalp		(1500)	1350		Unterwaldnerarm SE von Sachseln
Bei Grindelwald am Faulhorn		1600			
Weg Wimmis – Niesenspitze	? 1500			1400	Beatenberg
Wimmis		1350	1200		N Sigriswyl, Thun
N-Seite des Stockhorns	? 1490	1130		(ca. 1300)	Vorderhorrenegg N Sigriswyler Grat
Gurnigel	1320	1109	944*		E Schwarzenegg
Bütschelegg E Rueggisberg		(?) 1058	916*		Tal von Aeschlen bei Linden
Seftigschwend		1150	726*		Tal von Zäziwyl
			930		N Höchstetten
			850*		Tal von Arni
				(1020)	Blasenfluh
Längenberg oberhalb Zimmerwald		913	703*		Walkringertal
			632*		Lindental
Gurten bei Bern		860		930	Bantiger bei Bern
				833	Stockerenwald NE Bolligen
				(1130)	Hinterer Steinboden E Eggiwyl
Emmental—Napfgebiet				1280	Hinter-Rämisgummen E Eggiwyl
				(1060)	Napf N-Seite
				(920)	
				ca. 1000*	Napf E-Seite

* Gletscherzungenenden in den Seitentälern.

Die Gletscheroberfläche der letzten Vergletscherung hatte ein mittleres Gefälle von Thun bis Bantiger (NE Bern) von ca. 11 ‰.

f) Gebiet des diluvialen Rhonegletschers.

Herkunft der Granite, andere Leitblöcke, ein Teil des Ausbreitungsgebietes ist Nährgebiet, Ausbreitung zur größten und letzten Vergletscherung, Umrandung links- und rechtsseitig zur größten und letzten Eiszeit, obere Grenzen, Eisgefälle.

Literatur:

Guyot, Sur la distribution des espèces de roches dans le bassin erratique du Rhône. Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, vol. 1, p. 500, Neuchâtel 1847.

Gilliéron, „Beiträge", Lfg. 18, 1885.

Das weite Gebiet des Rhoneerratikums ist relativ arm an mesozoischen und tertiären Sedimentblöcken. Die kristallinen Silikatgesteine herrschen weit vor, wie es der Zusammensetzung des Sammelgebietes entspricht.

Die hauptsächlichsten Erratika des Rhonegebietes sind: Granite, „Protogine" in allen Abänderungen von der Südseite des Aarmassives aus dem Tal des jetzigen Rhonegletschers und den Tälern von dort (Fieschergletscher, Aletschgletscher usw.) bis und mit dem Lötschental. Das ist ein ausgedehntes Gebiet hoher Granitgräte. Die Erratika von hier müssen entsprechend der geringen Breite der rechtsseitigen Talgehänge des Rhonetales unterhalb des Lötschentales vorherrschend die rechtsseitige Hälfte des Rhoneerratikums bilden. In ungeheuren Mengen liegen die hellen Bietschhorngranite und alle die Abänderungen der Aaregranite zerstreut durchs Waadtland über Freiburg hinaus bis über Solothurn und an den Jura. Am Südabhang des Jura sind sie zu vielen Tausenden gestreut von Ste.-Croix nordöstlich bis Wangen—Sclothurn. Der östlichste Block soll in Attiswil liegen; ein noch nördlicherer aus der größten Vergletscherung ist im Ergolztal zwischen Oltingen und Anwil (Baselland) gefunden worden.

In der Literatur ist ohne weiteres angenommen, alle diese erratischen Granite und Granitgneise des Rhonegebietes seien „Montblancgranite". Es ist vergessen worden, daß das Montblancmassiv nur mit einer kleinen Fläche von kaum 50 km² ganz unten linksseitig zum Sammel-

Fig. 38.
Pierre à Dzo, 300 m³. Moräne bei Monthey, Wallis. Erratischer Block aus Montblancgranit. (Phot. H. Schardt.)

gebiet des Rhonegletschers gehört, während das Aarmassiv im rechtsseitigen Hintergrund mit einer mehr als zehnmal größeren Hochgebirgsgrundrißfläche vertreten ist und unvergleichlich mehr Blöcke liefern mußte. Dort kamen nur aus 8 kleinen Seitentälern, hier aus deren über 20 die Granite zum Hauptgletscher herab. In manchen Abänderungen sind die granitischen Gesteine der beiden Massive, des Aarmassives im rechtsseitigen Hintergrund und des Montblancmassives nahe am linksseitigen unteren Rhonetale gelegen, ununterscheidbar. In anderen aber läßt sich Näheres bestimmen. Unter den Montblancgraniten gibt es meistens grobkörnigere, im Korn klarer geschiedene Gesteine, als sie jemals im Aarmassiv vorkommen. In letzterem herrschen dagegen die gequetschteren Gesteine vor. Die feinkörnigeren weißen Bietschhorngranite sind im Montblancmassiv nicht bekannt. Wir haben nun im Sommer 1911 eine Menge Proben der erratischen Blöcke am Jura von Neuchâtel bis Solothurn gesammelt und verglichen, und es ist mir nicht gelungen, darunter einen einzigen sicheren Sohn des Montblanc zu finden, wohl aber manche Bietschhorngranite und manche nicht genau heimzuweisende. Die Moränenblöcke linksseitig im Unterwallis bei Monthey und über Evian dagegen sind Montblancgranite. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß alle Granitblöcke des Rhoneerratikums östlich der Linie Unterwallis—Vallorbe von der Südseite des

Aarmassives, nur diejenigen links des Genfersees dagegen aus dem Montblancmassiv (Val Ferret und Trient) stammen. Daß sie sich in der Mittelregion durch die Verschiebungen der Mittelmoränen nach dem Gletscherstande gemischt haben, ist selbstverständlich. Ebenso ist wegen der Form der Unterlage die Schwankung der Moränenzonen im östlichen Teil des Rhoneerratikums breiter, am SW-Rande dagegen viel geringer.

Gilliéron hatte versucht, den Transport von Montblancgraniten ganz nach NE zu erklären durch den gegen SW gehemmten Eisabfluß (Juragebirge und Savoyergletscher); allein damit stimmt der Abfall der Stirnmoräne vom Chasseron gegen SW bis Gex nicht überein.

Bemerkenswerte Granitblöcke des Rhoneerratikums sind:

Linksseitig der Rhone, Montblancgranitblöcke:

Südlich Orsières bei Plan Boeuf 1600 bis 1700 m hoch Gruppe von Blöcken, darunter die „Pierre à Trésor" von 2780 m³. Blockgruppe von Monthey vgl. S. 214 und Fig. 38 u. 39. Block-

Fig. 39.
Pierre des Marmettes, 1824 m³, bei Monthey, Wallis. Erratischer Block aus Montblancgranit. (Eigentum der schweizer. naturforsch. Gesellschaft.)

gruppe bei Thonon, bei Yvoire und Nernier, bei Collonge. Die „Pierres à Niton" im See in Genf sind 24 Blöcke, von denen nur die größten bei Hochwasser noch über See schauen; der größte hat 9 1/2 m Länge. Blöcke südlich von Genf und am Salève. Auf dem Mont de Sion (SW Genf) fanden sich 812 Blöcke von Montblancgraniten. Hier freilich stehen wir schon im Gebiete des Arvegletschers.

Blöcke rechtsseitig der Rhone, wahrscheinlich alle aarmassivisch:

Molasseland: Block südlich von Bulle, Block im Dürrgraben östlich Trachselwald (Napfgebiet), auf dem Büttenberg bei Biel (zerstört).

Jura: der östlichste Granitblock (4 m Durchmesser) liegt nördlich Hägendorf bei Olten in der Teufelsschlucht. Blockgruppen liegen bei Attiswyl, Bipp, Wiedlisbach. Im Riedholz und Umgebung von St. Verena bei Solothurn sind 228 Blöcke vor Zerstörung geschützt. Blockgruppen bei Oberdorf am Südfuß des Weißenstein. Hugi-Denkstein in Grenchen; Biel: Der graue Stein, der Zwölfistein, der hohle Stein; Montagu-Denkmal über Neuenstadt, Pierre à Bot am Chaumont (Denkstein für Agassiz, Guyot, Desor, Du Pasquier) über 1000 m³. Im Innern des Jura Blöcke bei

Corgémont, „Blocs Guyot" NE von Boudry 50 und 150 m³, Pierre des Sommaz bei Ste.-Croix 1170 m hoch. Die Brandung der Rhoneblöcke am Jurawall ist am höchsten am Chasseron, wo sie zur größten Vergletscherung bis 1450 m über Meer ansteigt. Die obere Blockgrenze der letzten Vergletscherung erreicht am Chasseron 1230 m und fällt beidseitig ab. Den Talboden erreicht sie gegen NE in Wangen bei 480 m und gegen SW bei Jons (siehe Tabelle S. 237).

Zweifellose Leitgesteine stammen besonders aus der mittleren Region des Sammelgebietes des Rhonegletschers. Es sind vor allen die Eklogite und die Smaragdit-Saussurit-Gabbro des Saastales (Allalingletscher). Weiter links folgen die grünchloritischen und porphyrischen flaserig-gequetschten Arollagneise. Die weißen Quarzite der Trias sind weitverbreitet; am mächtigsten sind sie im unteren Anniviertale anstehend. Die „Arkesine" sind zuerst im Erratikum, später erst im Anstehenden, besonders im Val de Bagne gefunden worden. Es sind wahrscheinlich hornblende- und titanitführende „Granitmylonite" der Dentblanche-Decke der penninischen Alpen. Das „Valorsinekonglomerat" (de Saussure), ein stark metamorphes karbonisches Konglomerat von weiter Ausbreitung im Wallis, ist als erratisches Gestein häufig. Die Serpentine sind nicht leitend, weil auch im Aaregebiete spärlich vorhanden.

Smaragdit-Saussurit-Gabbro zusammen mit Eklogiten drangen schon bei Sitten nördlich über die Rhone. Weiter außen sind sie zerstreut in einer Zone von Bern durch Grauholz bis an die Nordseite des Napfgebietes und ferner entlang dem rechten Ufer des Genfersees von Morges über Aubonne (sehr häufig) bis Genf. In anderen Strichen sind sie mehr vereinzelt. Nördlich vom Napf, 10 km südlich Langental, liegt bei Rohrbach (Lohaldewald) ein Gabbroblock der größten Vergletscherung von 2 m Durchmesser. Dem Berner Zuge gehören an: Blöcke bei Zollikofen, Grauholz, Ostermundingen, Eggiwyl, sodann die massenhaften Blöcke der Napfregion (Erni): Rafrüti bei Langnau, SE Wasen bei 835 m, zahlreich südlich Luthern bis nahe an den Napfgipfel 1060 m, Kanzelgraben bei Menzberg nördlich vom Napf, Buttenberg nördlich Willisau.

Vereinzelte Smaragdit-Gabbro (Euphotide) sind gefunden auf der Petersinsel (Bielersee), bei Lamblingen im Jura nördlich Bielersee, Corgémont im St. Immertale, Benken nördlich von Aarau, bei der Brücke Wildegg an der Aare (zerstört), Hof Fuchs bei Ziefen (Baselland).

Eklogite liegen NE Bern häufig im Golgraben bei Langnau, St. Chancy bei Genf. Im Jura sind solche bei St. Sulpice, Sonceboz und bei Langenbrugg gefunden.

Arollagneise (gepreßte Porphyre usw.) finden sich mehr rechtsseitig des Rhonegletschers von Bern (Gurten) durch Grauholz bis nördlich des Napf (Kapelle Höhe 892 m SW Menznau, der südöstlichste bei Schötz) und bis Zofingen und Aarau. Dem Jura entlang und in denselben hinein verbreitet sind Arollagneise an folgenden Punkten notiert worden: Rünenburg S Gelterkinden und Langenbrugg im Baselland, Gänsbrunnen hinter dem Weißenstein, Bürenkopf bei Grenchen in 1200 m, St. Immertal, les Gaillots am Doubs und Corps de Garde nördlich Chaux-de-Fonds, Gorge de l'Areuse, Toiry bei Genf. Am höchsten liegt ein Arollagneis bei 1400 m auf dem Mont d'Amin. Die nördlichsten liegen auf dem Bötzberg und bei Leuggern. Einen gewaltigen pyramidenförmigen Block von ca. 25 m³ erwähnt Gerber vorragend aus flachem Felde SE Ins.

Arkesineblöcke treffen wir in ähnlicher Verteilung, aber etwas eingeschränkterer Verbreitung wie die Arollagneise. Molasseland: Grauholz bei Bern, Block im Kirchturm von Affoltern im Emmental, Steinhof bei Herzogenbuchsee (große Blöcke abgebildet in Penck und Brückner S. 552), Blockschwärme mit vielen großen Blöcken am Steinenberg bei Riedtwyl und Graßwyl (unfern der Bahnlinie Herzogenbuchsee—Burgdorf, Abbildungen im Kommissionsbericht, Mitt. naturf. Ges., Bern 1912, von Nußbaum). Dann liegen Arkesineblöcke im Längenmattmoos bei Zofingen, im Buchserfeld bei Aarau. Auf Jolimont zwischen Bielersee und Neuenburgersee befindet sich eine imposante Gruppe, die „Teufelsburdi", deren größter Block, der „Heidenstein", 315 m³ mißt. Walliserblöcke liegen 830 m hoch an dem Jurapaß westlich der Gislifluh. Drei Arkesineblöcke bei Wildegg in der Aare sind die östlichsten bekannten. Blöcke im St. Immertal, der Gorge de l'Areuse, SW Ste.-Croix. Im SW liegt einer am Salève.

Valorsinekonglomerate sind an der rechten Flanke des Nordostarmes des Rhonegletschers ziemlich häufig zu finden. Im besonderen sind zu nennen Blöcke in der Flyschzone: zwischen Mont Corbettes und Dent de Lys, östlich Chatel St. Denis bei 1380 m (A. Favre); südwestlich Bulle im Vallée de la Trême südlich Chaletneuf große Blöcke der rötlichen Varietät; andere

beim Ottenleuebad südlich der Pfeife im Gebiet der Kalten Sense in 1340 m. Gilliéron hat auf dieser Strecke über 600 Blöcke größer als 1 m^3 gezählt. Beim Gurnigel, sodann bei Guggisberg, am Napf (Signau, Trubschachen) und bis Zofingen sind solche vorhanden.

Im Jura sind die Valorsinekonglomerate ziemlich selten (Gansingen und Sulz im Fricktal, Schward bei Liestal, nördlich Hägendorf, Granges Jaccard westlich von Ste.-Croix). Im Molasselande treffen wir bei Thierrens und Moudon kaum andere Erratika als Valorsinekonglomerate. Von da finden wir sie in westlichem Strich bis Genf ziemlich häufig. Einige liegen südlich des Genfersees bei Yvoire und Annemasse.

Auch Verrucano vom Aussehen der Sernifite treten im Wallis auf, indessen spärlich. Als erratische Gesteine trifft man sie hie und da, z. B. in den Moränen von Bougy.

Als Kalkblöcke großer Dimensionen sind aus dem Rhoneerratikum zu nennen: Auf dem Tourbillon Sitten Kalkblock ca. 30 m^3; „Pierre de la Li-blanche" bei Orsières ca. 125 m^3 auf schmalem Felsvorsprung; „Bloc monstre" 18 × 16 × 20 m Neocom, und „Pierre-à-Bessa" 1100 m^3 Urgonkalk, beide bei Bex. Südlich Vallorbe am Mont-la-Ville sind Magnetitblöcke von $30^1/_2$ kg und bei Neuchâtel ein Nickelerzblock gefunden worden, die aus dem Anniviertale stammen müssen.

Serpentine sind nicht selten am Jurarande, z. B. bei St. Blaise.

Das Molassekonglomerat des Mont Pélerin und Jorat ist über Attalens, Ecoteaux, Oron, Moudon und bis Payerne und Yverdon verschleppt worden. Gilliéron zählte über 1100 solche Blöcke größer als 1 m^3; sie alle konnten nach ihm nur bei einem Eisstande von über 650 m und unter 1050 m zur Stelle transportiert werden, da ihr höchster Ursprungsort nur 1077 m erreicht.

Im Rhonegletschergebiete ist das Bild der größten Vergletscherung wiederum recht ähnlich demjenigen der letzten. Nur geht zur größten Vergletscherung die Eisflut überall weiter. Von Moränen der Günz- und Mindelvergletscherung ist im Rhonegebiete bisher gar nichts gefunden worden. Sowohl bei der größten wie bei der letzten Vergletscherung drängte das Eis aus dem Wallis in mächtigem Strome, den im Wege stehenden Jorat weder achtend noch wegschleifend, fast senkrecht auf den steilen Südrand des Jura an den Chasseron. Dort staute sich das Eis bei der größten Vergletscherung bis 1450, bei der letzten noch bis 1230 m. Ohne eine Bucht oder Bresche in den Jura schneiden zu können, teilte es sich vor demselben nach links und rechts abfließend, wobei sicherlich der Weg der einzelnen Mittelmoränen je nach dem Stand des Gletschers wechselte. So erklärt sich die Mischung der Blöcke verschiedener Herkunft und die Verteilung der mittleren Leitblöcke nach links und nach rechts. Während beim Rheingletscher vom Bodensee an die Eisflut als Fächer ungestört nach N und NW sich entwickeln konnte, wurde der Rhonegletscher gerade an seiner Mittelfront durch den Jura gedämmt und nach den beiden Seiten diametral auseinander gedrängt.

Diese Stauung des Rhonegletschers der größten Vergletscherung am Jurawall hatte mächtige Folgen. Statt daß der Gletscher rasch, fächerig sich ausbreitend, abfallen und abschmelzen konnte, staute er bis in die Schneeregion hinauf, und eine große Fläche von der Mündung des Rhonetales bis über den Jura wurde dadurch statt Abschmelzungsgebiet nun Firnfeld. Das ist die Ursache, warum das Erratikum des Rhonegletschers gegenüber demjenigen des Rheingletschers so unverhältnismäßig weit ausgebreitet ist. Das ist auch die Ursache dafür, daß die Ausdehnungsdifferenz des Rhonegletschers zwischen größter und letzter Vergletscherung viel stärker ist als bei den andern, indem der Rhonegletscher der letzten Vergletscherung am Jurawall die Schneelinie nicht mehr erreichte, was sein Sammelgebiet viel kleiner bleiben ließ.

Rhonegletscher.

Höchste erratische Vorkommnisse.

(In Meter über Meer.)

Am Jurarand			Unteres Wallis und rechte Flanke		
Lokalität	Vorletzte	Letzte Vergletscherung	Letzte	Vorletzte	Lokalität
SW					
Lyon	170*				
Jons		200*			
Molard de Don W Bellelay	950				
Sorgia	1140				
Grand Colombier S-Ende	1200			? 2082	Arpille SW Martigny
Grand Crédo W Genf	> 1243	1140?	1650		W-Seite der Dents de Morcles
Collonges		500			
Mont Salève	1310	(900)			
Mont Reculet ob Thoiry		(950—1000)	1450	1580	Rhonetal gleich oberhalb Genfersee
Longirod		900			
Mont Tendre	1415	(1030)			
Jougne N Vallorbe		ca. 1000*			
Mont Suchet S-Seite	(1315)	1200			
Aiguilles de Beaulmes		1210			
Gittaz-dessus SW Ste.-Croix	ca. 1300				
			1475		Col de Jaman
Chasseron bei Bullets	1450	1210	1390		Dent de Lys
Chasseron bei Mauborget		1233	1355		Miremont
W Boudry		1180		1350	Alpettes
Tête de Rang		1170	1260		Montsalvens E Bulle
Les Verrières		925*	1200	1300	Berra
			1100		Montevraz N La Roche
Mont d'Amin	1400		1010		Plasselb
				1340	S-Seite der Pfeife E Ottenleuebad
Chaumont W-Seite		1100	1150		Guggisberg
Ob Lignières NW Neuveville		1030		1320	Gurnigel
			890		Schwarzenburg
Chasseral	1306		800		Oberbalm
Ob Biel		970			
Bözingen		930			
Bürenkopf NW Grenchen	1220		780		Grauholz N Bern
Bettlach		730			
Günsberg		680			
			638		N Burgdorf
Wiedlisbach		540	600		Steinhof bei Herzogenbuchsee
W Oberbipp (NW Wangen a. A.)		473**			
Oensingen	1010		480**		Büzberg W Langental
N Aarau	850				
NE				950	Napf N-Seite

* Gletscherzungenenden im Jura.

** Ende des Gletschers zur letzten Eiszeit.

Bei der letzten Vergletscherung erreichte der Rhonegletscher Lyon nicht mehr, nur Jons. Eislappen stauten sich noch in die gegen ihn geöffneten Juratäler hinein, reichten aber nicht mehr an die Nordseite des Jura. Die gewaltige Bogenmoräne vom Pay de Gex mit Kulmination am Chasseron bis zu den mächtigen Endmoränen bei Wangen unterhalb Solothurn ist der Rand des alpinen

Eises der letzten Vergletscherung am Jura. Der SE-Rand des Rhonegletschers der letzten Vergletscherung mit mächtigem Erratikum ist in den Waadtländer- und Freiburger Bergen gut verfolgt und erstreckt sich über Plaffeyen, Bern, Burgdorf, Herzogenbuchsee nach dem Ende bei Wangen. Das ganze Napfgebiet, das Aaretal hinab von Wangen über Olten, Aarau, Waldshut und hinab bis Basel war während der letzten Vergletscherung eisfrei. Im Rhonegletscher der letzten Vergletscherung gab es keine Nunataker mehr.

Im Wallis zwischen Martigny und St. Maurice war der Rhonegletscherstrom auf 5 km Breite zusammengedrängt und mußte einen Felsriegel aus Kalkstein überschreiten. Es gelang ihm nicht, denselben herunter zu schleifen. Oberhalb der Enge reichte das Eis bis 2100 m hinauf und war somit ca. 1700 m dick. Hier in dieser Gletscherstromschnelle mag sich schon etwelche Mischung der Moränen vollzogen haben. Beim Anprall der Flut am Chasseron war das Eis noch 1000 m dick und 1450 m hoch. Von da fällt es rechts und links ab. Die beiden Fächerzipfel der größten Vergletscherung, Waldshut und Lyon, liegen 380 km im Hauptstromstrich gemessen auseinander; Wangen und Jons, die Enden der letzten Vergletscherung, stehen noch 300 km voneinander entfernt.

Schon Charpentier, Venetz und Guyot, dann Du Pasquier und Brückner haben das Gefälle der diluvialen Rhonegletscheroberfläche für einzelne Strecken bestimmt. Die Anhaltspunkte dafür haben sich allmählich verbessert. Der Eisstrom, der sich aus dem Wallis ergoß, hatte bei der letzten Vergletscherung von den Dents de Morcles bis zum oberen Anfang des Genfersees 7 ‰, vom oberen Anfang des Genfersees bis an den Chasseron 4,5 ‰ Gefälle. Zunächst links und rechts der Stauung am Jura bleibt das Gefälle sehr klein; es ist zu 1,5 bis 3 ‰ bestimmt worden. Weiter gegen E wie gegen W dem Jurarand entlang gegen die Zungenenden nimmt das Oberflächengefälle allmählich stark zu. Im Mittel finden wir für die größte Vergletscherung Chasseron—Waldshut 5,2 ‰, für die letzte Vergletscherung Chasseron—Wangen 7,9 ‰. Bedenken wir nun noch, daß die Rhonegletscheroberfläche bei der größten Vergletscherung wohl weit herum bis über den Jura und vom Napf bis über Genf noch in die bei ca. 1250 m beginnende Schneeregion hinaufgestaut war, so erhalten wir für den größten Teil des schweizerischen Mittellandes das Bild einer ungeheuren Firnfläche. Schon beim Rheingletscher gehörte ein Teil des Ausbreitungsgebietes über dem Bodensee zum Nährgebiete; beim Rhonegletscher gilt dies zeitweise für den weitaus größten Teil der überfluteten Fläche des Molasselandes. Die Moränenblöcke waren in diesem Gebiete noch in Schnee verhüllt, und erst in den tieferen Gletscherzungen schmolzen die Moränen zutage.

g) Die Vergletscherung des Jura.

Unterschied von größter und letzter Vergletscherung und deren Ablagerung, Nunataker und Randhöhen des Rhonegletschers im Jura, Moränenbogen des Würm-Rhonegletschers, Eigengletscher des Jura.

Literatur:

Benoît, Notes sur les dépôts errat. alp. du Jura. Bull. Soc. géol. de France 1863.
Falsan et Chantre, Monogr. géol. des anciens glaciers et du terrain erratique du bassin du Rhône. Lyon 1880.

Du Pasquier, Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône. Bull. Soc. Sc. nat. Neuch. 1892.
Machacek, Beiträge zur Kenntnis der lokalen Gletscher des Jura. Mitt. d. naturf. Ges., Bern 1901.
Machacek, Der Schweizer Jura. Petermanns Mitt. 1905.
Strübin und Käch, Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. Verh. d. naturf. Ges., Basel 1903.
Mühlberg, Schardt, Rollier, Aeberhardt, Antenen usw., Viele zerstreute einzelne Beobachtungen in Texten und Karten.

Im Juragebiete unterschied Du Pasquier zuerst scharf die innere Zone alpiner Vergletscherung mit gewaltigen Randmoränen von Rhoneerratikum am Innenrande des Jura und in den dorthin sich öffnenden Tälern von der äußeren Zone mit Lehmen und Lößen und nur sporadisch eingestreuten erratischen Blöcken, die über die Ketten nach NW reicht. Die innere Zone entspricht der letzten Vergletscherung, die äußere der größten. Unsere Tafel X gibt das Bild der Ausbreitung der beiden Gebiete.

In dem ganzen weiten äußeren Gebiete, wo der Rhonegletscher von Vallorbe bis Brugg die Juraketten überflutet hat, sind die alpinen Erratika relativ recht spärlich. Meistens finden wir da den aufgearbeiteten Verwitterungslehmen und den Grundmoränen 10 bis 100 mal mehr jurassische glazial bewegte Trümmer ein gelagert als alpine. Große eckige erratische Blöcke fehlen fast ganz. Ein Block von 1 m Durchmesser ist schon eine Seltenheit. Im ganzen erratischen Gebiete des Basler Jura sind nur ca. 65 alpine Blöcke gefunden worden. Ausgeprägte Wallmoränen des Rhonegletschers sind im Innern des Jura kaum zu finden; dagegen sind die Talgründe mancher Mulden und viele wellige Hochflächen (Vallée des Ponts, la Brévine, Val de Travers, Freibergen, Jouxtal usw.) kräftig mit Grundmoränen ausgekleidet. Der äußerste Rand dieser größten Vergletscherung kann auch im Innern des Jura nur ungefähr bestimmt werden.

Im Westen überschritt das Rhoneeis den französischen Jura und dehnte sich bis Lyon aus. Am Nordrande drang es über den Paß von St. Cergue bis gegen Morez und überflutete bei Vallorbe in das Becken von Pontarlier. Es reichte dort nördlich bis über Ornens, nördlich des Hauensteins noch bis über Liestal, vielleicht sogar bis Basel. Schon P. Merian und Alb. Müller hatten bei Basel erratische Blöcke unter der Niederterrasse gesehen. Im Feld von Möhlin ging das über den Jura geflossene Rhonegletschereis bis an den Rhein und desgleichen auf der Strecke Stein—Waldshut. Der östliche Teil des Rhonegletschers reichte nicht über die untere Aare, indem ihm dort Reuß- und Linthgletscher im Wege standen.

Wir treffen hier bei Betrachtung des Rhoneerratikums im Jura auf die charakteristische Erscheinung, daß offenbar auch während der größten Vergletscherung die große Masse der Rhoneerratika am Südabhang der südlichsten Jurakette liegen blieb. Die Schwelle des Jura wies die Hauptflut des Eises und seiner Blöcke nach NE und SW auseinander. Der Rhonegletscher bildete im Jura drin mehr bloß überbordete Stautümpel von Eis ohne große blockführende Bewegung. Über den Jura hinaus war der Abfluß gehemmt und auch die den Nachfluß bedingende Abschmelzung gering. Dazu kommt die offenbar kurze Dauer der größten Vergletscherung. Unter diesen Gesichtspunkten erklärt sich die kümmerliche Ausbildung des Rhoneerratikums im Innern des Jura im Vergleich zu der gewaltigen Schüttung an seinem Südabhang und im Molasseland.

Das Bild der Eisüberflutung durch den Rhonegletscher wird besonders deutlich, wenn man die obersten Erratika des Rhonegebietes verfolgt und darnach die Berginseln bestimmt, die vom Juragebirge noch als Nunataker vorragten. Folgende Zusammenstellung gibt darüber Auskunft.

Jura-Nunataker (Inselberge) im Rhonegletscher (größte Vergletscherung).

NE	Absolute Höhe des Nunatak in m	Vorragen des Nunatak über das Eis in m
Schynberg E Frick	730	ca. 80
Densbürer Strichen	886	ca. 80
Tiersteinberg W Frick	755	ca. 100
Farnsburg	749	ca. 100
Sissacherfluh	731	ca. 80
Wasserfluh N Aarau	870	ca. 20
Geißfluh NW Aarau	963	ca. 100
Wisenberg N Olten	1004	ca. 100
Belchen NW Olten	1100	ca. 100—150
P. 1024 E Waldenburg	1024	ca. 100
Beretenkopf W Langenbruck	1103	ca. 150
Helfenberg W Langenbruck	1127	ca. 150
Lebern NW Solothurn	1234	ca. 200
Röthifluh-Weißenstein	1398	ca. 280
Montoz	1332	ca. 80—100
Graitery	1294	ca. 100—120
Chasseral	1609	ca. 300
Mont Damin	1415	10
Tête de Ran und südlich anschließender Kamm	1440	20—30
Creux du Van	1465	ca. 40
Chasseron	1611	ca. 160
Sur Pouillerel bei Chaux-de-Fonds	1279	ca. 30—60
N la Brévine	1232	ca. 20—30
Mont Chatelu W la Brévine	1303	ca. 100
Mont du Cerf und Grand-Taureau	1326	ca. 130—150
Aiguilles de Beaulmes	1563	120
Mont Suchet	1591	155
Mont d'Or	1463	ca. 40
Dent de Vaulion	1486	ca. 60

SW

Randhöhen des Rhonegletschers im Jura während der vorletzten (größten) Vergletscherung.

	m
Birkingen unterhalb Waldshut	550
N Laufenburg	500
N Säckingen	460

	m
Möhliner Feld	350
Schward E Liestal	630
Hasenbühl bei Liestal	340
Matzendorfer Stierenberg	1000
Courrendlin (Zungenende)	500
Gegend vom Kloster Bellelay	940
Gegend von Maîche	800
Gegend von Bonnétage W le Russey	900
Mont Chaumont W Morteau	1000
Ornens	310

Eine gewaltige Erscheinung viel kräftigeren Charakters sind die Spuren des Rhonegletschers der letzten Vergletscherung am Innenrande des Jura. Hier bildete der Würm-Rhonegletscher den schon erwähnten gewaltigen und wenig unterbrochenen Moränenbogen von Wangen im NE erst schneller, dann langsamer gegen SW ansteigend bis 1230 m an den Chasseron, dann gegen SW wieder symmetrisch abfallend bis ins Pays de Gex. Wall reiht sich an Wall, zahllose gewaltige eckige Blöcke liegen auf und in den Wällen. Mischung mit Juramaterial ist nur spärlich zu finden.

Diesem Stirnmoränenbogen gehören an die Moränen von Oberbipp, Günsberg, Oberdorf, Lommiswyl, Rondchâtel, Orvin, Diesse, Métairie, Lardel, Coffrane (Val de Ruz). Oberhalb Provence bis St. Aubin, Fontanezier, Grandevent, Bullet am Chasseron, Mont de Baulmes, Ballaigues, Vaulion, Berolles, Arzier la Rippe, Gex. — Die Höhen sind in Tabelle S. 237 gegeben.

Der Rhonegletscher der letzten Vergletscherung staute in das Tal der Schüß bis Rondchâtel, ins Traverstal bis nahe St. Sulpice. Im Orbegebiet erzeugte er Moränen bei Vallorbe, Vaulion, am Col de Jougne. In diesen Tälern bildeten sich Gletscherstauseen, deren Spuren in zurückgebliebenen Deltaterrassen und Deltakegeln noch vielfach erhalten sind, so im Schüßtal bei Sonceboz, wo der Überlauf durch die Pierre Pertuis gegangen sein soll (Machacek), im Orbetal von Jougne bis le Day. Würmschotter bis ca. 30 m über dem jetzigen Fluß werden notiert bei Melleray, Court, Moutier, bei Delsberg, Soyhières, Laufen, und am Doubs.

Der Jura hatte zur Zeit der größten und in schwächerem Maße auch zur Zeit der letzten Vergletscherung seine eigenen Gletscher. Sie stauten sich und verflossen mit dem alpinen Eis, und fast überall haben deshalb alpines und jurassisches Erratikum sich gemischt, sei es, daß das alpine Eis Moränenmaterial über das jurassische schüttete, sei es, daß es jurassische Schuttmassen aufgriff. Gut isolierte jurassische Eiszungen und Moränen konnten sich offenbar erst entwickeln, als das alpine Eis abnahm. Das sind die sogenannten „Rekurrenzphasen" der Juragletscher (Schardt, Texte explicat. Bl. XVI und Aeberhardt). Jaccard hatte zuerst 1891 solche Juramoränen entdeckt, Vézian, Benoît, Delebecque, Rollier und Machacek haben sie weiterverfolgt.

Lokalmoränen von Juragletschern fehlen im Ostjura, wo die Ketten unter 1000 m Höhe bleiben. Die Lokalmoränen der größten und der letzten Vergletscherung sind oft nicht zu trennen, beide liegen oft über der alpinen Grundmoräne der größten Vergletscherung. Am schönsten sind diejenigen erhalten, welche aus

der Rückzugszeit der größten Vergletscherung in Gebieten stammen, die vom Rhonegletscher der letzten Vergletscherung nicht mehr erreicht worden sind.

Jurassische Lokalmoränen im Juragebirge werden erwähnt von folgenden Stellen: Hängegletschermoränen im Gebiet von Balstal, Welschenohr, an der Birs bis Choindez, an der Sorne bis Undervelier, keine im Delsbergerbecken, sehr schönes Moränenzungenbecken bei St. Imier, andere bei la Brévine, les Ponts, la Sagne, unter dem Creux du Van aus dessen Kessel stammend und bei Couvet (Tuillerie) im Traverstale und in les Bayards bei Verrières, Bôle N Boudry. Südlich des Traverstales liegen oft jurassische Grundmoränen unter den alpinen Würmmoränen. Juramoränen kennt Rittener bei Culliairy südlich St.-Croix, im Vallon de Noirvaux, bei Auberson, am Abhang des Mont Suchet. Auf der Tallinie des Pontarlierbruches finden sich Rhone-Würmmoränen mit lokalen Juramoränen gemischt; Pontarlier selbst liegt an einer Moräne (le Mont, 15 m hoch). Der Etang de Frasne ist Moränensee. Vallée de Joux hat viele Juramoränen. Ein Juragletscher floß von der Dôle durch das Tälchen von Vuarne zum Col de St. Cergues, andere reichten bis Aubonne, Gex, Versonnez und Collonges.

h) Nebengletscher auf der Nordseite der Alpen.

Wir haben noch einiger Nebengletscher zu gedenken.

Den Säntis-Thurgletscher haben wir schon besprochen.

Der Sihlgletscher hat in seinen Rückzugstadien den prachtvollen Moränenwall geliefert, der das berühmte Einsiedler-Torfmoor einschließt und die Sihl zur Ausspülung einer epigenetischen Talschlucht in der Molasse gezwungen hat.

Der Pilatus hatte in das Eigental einen von mächtiger Moräne umrandeten Gletscher gesendet; auch das Entlebuch hatte seine kleineren Gletscher. Die Gletscher der Emmentäler sind von Antenen verfolgt worden. Die Gletscher der Sense, Jaun und Saane stauten sich am Rhonegletscher und bildeten dessen Randeis, und nach dem Rückzug des Rhonegletschers stieß der Saanegletscher eine Zunge ins Rhonegletschergebiet vor (Moränen um Bulle). Über die Ablagerungen des Saanegletschers besteht eine eingehende Untersuchung von Nußbaum.

(Näheres in: Antenen, Die Vereisung der Emmentäler, Mitt. d. naturf. Ges., Bern 1901, und Nußbaum, Vergletscherung des Saanegebiets, Jahrb. d. geogr. Ges., Bern 1906.)

Der Arvegletscher wurde zur Zeit des Maximums des Rhonegletschers völlig hinter den Salève abgedrängt. Ob er später einmal näher gegen Genf vorrückte, ist noch nicht bestimmt.

Vom Schwarzwald stiegen die Gletscher durch das Wehratal, Albtal und Wiesental gegen Süden ins Rheintal hinab, und die beiden ersten stießen dort während der größten Vergletscherung an den Rheingletscher und den Rhonegletscher. Bei Birkingen und Birndorf entstanden durch die alpinen Gletscher Stauseen, die mit Moränendeltas vom Schwarzwald her angefüllt wurden. Der Wehratalgletscher überschritt während der größten Vergletscherung zeitweise den Rhein zwischen Säckingen und Möhlin und reichte im Möhlinerfeld über die Hochterrasse hinweg bis an den Fuß des dortigen Plateaujura (Tschudi, Dissertation Basel 1904).

i) Diluviale Gletschergebiete am Südabhang der Alpen.

Literatur: Nach Studer hat Gastaldi 1850 bis 1860 die diluvialen Gletscherbildungen am Südfuße der Alpen beobachtet und darüber geschrieben. Von ihm stammt die Bezeichnung „Moränenamphitheater". Die insubrischen Seebecken dachte er sich durch die Gletscher ausgehobelt. 1861 erscheint G. de Mortillet: Carte des anciens glaciers du versant Italien des Alpes, Atti. Soc. ital. Sc.

nat. 1861. Rütimeyer: Über Pliocän und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen, Basel 1876. Dann folgen eine Menge bezüglicher Arbeiten von Sacco (die meisten sind publiziert in den Annali R. Accademia Torino 1887 bis 1896) und einige von Taramelli: I tre laghi, Milano 1903. Weiter: Penck, Brückner et L. Du Pasquier, Le système glaciaire des alpes, Guide publié à l'occasion du congrès géol. international, Zürich 1894 und, alles umfassend, Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. III 1909. Gerade an letzterem Orte finden wir die Frage der Austiefung der Täler und Seen vielfach erörtert. Hierauf an dieser Stelle einzugehen würde uns viel zu weit führen.

Am Südabhang der Alpen sind die erratischen Ablagerungen der verschiedenen Flußgebiete viel besser voneinander getrennt als am Nordabhang. Verschiebungen der Grenzen wie zwischen Rhein- und Linthgebiet, Stauung an einem vorliegenden Wall wie am Jura, kommen dort nicht vor. Die steilen Täler des Südabfalles bringen auch die Gletscher rascher in die schmelzenden Tiefen. Es gab Oberflächengefälle der Gletscher bis zu 30 °/₀₀. Ihre über die Alpen hinaus in die Ebene reichenden Teile sind voneinander abgegrenzte mächtige runde Zungen, die dort nicht mehr zur zusammenhängenden Eisflut verwachsen. Die Orographie beherrscht ganz die Gestalt und Ausbreitung der Gletscher. Am Südabhang der Alpen sind dagegen Bifurkationen und Querverbindungen der Gletscherarme reichlicher ausgebildet als an der Nordseite.

Am Südabhang der Alpen ist ferner der Unterschied in der Gletscherausdehnung von vorletzter und letzter Vergletscherung viel geringer als am Nordabhang. Die Endmoränenwälle beider Vergletscherungen häufen sich aufeinander und verstärken sich zu den gewaltigen „Amphitheatern". Die einzelnen zerstreuten Endmoränenwälle, die auf der Nordseite der Alpen gewöhnlich nur 20, selten über 100 m Höhe erreichen, gewinnen hier aufeinandergehäuft bis 250 m. Endmoränenwälle von Rückzugstadien scheinen viel seltener. Die Ausdehnung des Gletschers hat weniger geschwankt; alles Erratikum ist mehr auf eine Stelle konzentriert worden.

Die Schneegrenze lag am Südabhang höher als am Nordabhang, wohl ganz im Innern des Gebirges. Sie rückte nicht auf das Vorland hinaus wie auf der Nordseite.

Dem S-Fuß der Alpen liegt kein durchtaltes Molassehochland vor, sondern unmittelbar das Delta- und Schuttkegelland der Tiefebene des Po. So kommt es, daß die Geschichte der Eiszeiten sich hier nicht in Talprofilen mit Fluvioglazialterrassen eingezeichnet hat. Die Schotter bedecken sich unmittelbar, die älteren sind von den jüngeren meistens verdeckt.

Auch am Südabhang der Alpen erweist sich die Vergletscherung als wiederholt. Sordelli, J. Geikie und Baltzer fanden interglaziale Ablagerungen. Stella kam zu zwei Eiszeiten, Penck erst zu deren drei, und Taramelli schloß sich durch seine Beobachtungen ebenfalls der Dreiteiligkeit der Glazialschotter an. Schließlich wies Penck auch an der S-Seite die Vierteiligkeit nach. Im schweizerischen Gebiete finden sich darüber keine entscheidenden Profile.

Über die Leiterratika der einzelnen Eisströme ist man noch sehr wenig orientiert. Sehr viele Gesteine gehen durch die verschiedenen Sammelgebiete hindurch. Die Granatschiefer mit Belemniten, die Staurolith-Disthenschiefer, der Granat-Olivinfels von NW Bellinzona und die grünglimmerigen Adulagneise werden nur dem Tessingletschergebiete, die Rofna- (Suretta-) Porphyroide nur dem Liroarme des Addagletschers, die Tonalite und Adamellogranite nur dem Veltlinerarme des Addagletschers angehören. Solche Leitgesteine sind unter den Erratica noch kaum notiert worden.

Baltzer erwähnt einen 150 m³ großen Amphibolitblock an der Straße oberhalb Stresa am Lago Maggiore, Stoppani einen noch 10mal größeren Block von Bavenogranit („Pietra papale") oberhalb Albergo Alpino über Stresa. Nach Omboni sollen Blöcke der Mittelmoräne zwischen Splügengletscher und Addagletscher in der Alta Brianza liegen. Möbus gibt einige Notizen über Blöcke von Adamellogranit und von weißem Marmor im Gebiete des Iseosee.

Das schönste Amphitheater von Endmoränen ist dasjenige von Ivrea (Randmoräne „Serra", 250 m hoch). Der Sesiagletscher endigt zwischen Varallo und Borgo Sesia ganz innerhalb der alpinen Täler.

Der Tocegletscher und der Tessingletscher haben sich auf der Strecke Sta. Maria Maggiore und Centovalli in ca. 1400 m Höhe berührt und in ihrem Niveau gehalten. Bei Cravellona teilte sich der rechte Arm des Tocegletschers gegen den Ortasee ab, während die Hauptmasse im Langenseearm sich mit dem Tessingletscher vereinigte. Das „Moränenamphitheater" am Südende des Langensees reicht bis Borgo Ticino und östlich bis Varese und enthält eine Anzahl Moränenseen. Ein Arm des Tessingletschers ging über den Monte Ceneri und vereinigte sich unterhalb von Lugano mit dem über Porlezza kommenden Arm des Addagletschers. Ihre Endmoränen letzter Vergletscherung liegen nordöstlich Varese. Bei 1050 m oberhalb Lanzo fand Baltzer eine große Anhäufung von kristallinen Blöcken des Addagletschers. Vom Rheinwaldtalgletscher floß ein Arm über den St. Bernardinopaß hinüber nach dem Mesocco (Lautensach). Gegen Osten folgen die großen „Amphitheater" des Addagletschers unterhalb Como, in der Alta Brianza und unterhalb Lecco. Der Addagletscher mußte sich unterhalb Bellano in eine ganze Anzahl von Armen teilen, zwischen denen größere und kleinere Nunataker stehengeblieben sind, bis, wenigstens während der größten Vergletscherung, südlich der teilenden Berge in der Ebene wieder ein Zusammenfließen des Eises eintreten konnte. Wäre eine solche fächerförmige Zerteilung wohl einem Gletscher eingefallen, der Täler und 400 m tiefe Seebecken auszuhobeln die Kraft besessen hätte? Hier schmiegt sich überall der Gletscher der Talform an, auch wenn sie seinem Wesen schlecht angepaßt ist: er beeinflußt sie kaum merklich und läßt die scharfen Kulissen stehen. Die Nunataker sind nicht einmal deutlich in der Bewegungsrichtung zu länglich umschliffenen oder angeschnittenen Relikten umgeformt worden! Auch Baltzer gelangt durch seine Betrachtungen über die Gletscher dieser Regionen zur gleichen Auffassung: Eine talbildende Wirkung der Gletscher ist nicht zu finden.

Ganz abgetrennt folgen weiter östlich die Amphitheater des Oglio gletschers und des Etschtales.

Erst außerhalb der Moränen und des schweizerischen Gebietes (die Schweiz am Südabhang der Alpen ist ganz nur innermoränisch) sind fluvioglaziale Ablagerungen bekannt, die vielleicht mit dem Deckenschotter und den Hochterrassen zu parallelisieren sind (Ferrettoflächen). Die Fluvioglazialkiese innerhalb der Amphitheater gehören wohl alle der letzten Vergletscherung und der Postglazialzeit an, und die mächtigen Grundmoränen, die das schweizerische Becken von Chiasso auskleistern und durch welche die Breggia einen engen Ausweg nach dem Comersee gegraben hat, sind mit dem fluvioglazialen Jung-Ceppo verknüpft.

Einige Angaben über die Eishöhen der südalpinen schweizerischen Gletscher mögen folgen:

	Meerhöhe in m	Eisdicke in m	
Airolo	2100	950	Nach Lautensach
Biasca	1950	660	
Bellinzona	1520	1290	
Fusio (Arbedo) . . .	2150		
Bignasco	2000	1570	
Cevio	1950		
Locarno	1500	1300	
Mesocco	2100	1300	
Roveredo	1950	1650	
Sta. Maria Maggiore . .	1409	Nach Traverso	
Monte S. Salvatore . .	909	Überflutet vom Eis	
Somazzo ob Mendrisio	600	Viele Blöcke von Gneisen (Heim)	
Borgoticino	180	Ende des Tessingletschers	

Hieraus ergibt sich das Gefälle der Eisstromoberfläche des Tessingletschers von Airolo bis Locarno, d. h. im inneralpinen Nährgebiete zu 9,2 ‰, im Abschmelzgebiete von Locarno bis auf die Endmoränen zu 18,8 ‰. Für den Addagletscher erhalten wir vom Lago di Mezzola bis Como (Abschmelzgebiet) 17,3 ‰. Wie wir schon erwarten mußten, ist das Eisoberflächengefälle hier im Nährgebiete etwas geringer, im Abschmelzgebiete aber bedeutend größer als bei den Gletschern der Nordseite.

Der Arm des Addagletschers, welcher über den Sattel Menaggio-Porlezza ins Tessingebiet floß, erreichte bei Porlezza 1300 m Meerhöhe, das ist 1030 m Eisdicke, bei Lanzo (nördlich Mte. Generoso) 1050 m. An der Südseite des Generoso stand das Eis noch bis 500 m und fiel dann rasch auf den Talboden bei Stabbio und bei Chiasso hinab. Wie hoch hier die Gletscherenden der vielen verschiedenen Eiszungen anfangs lagen, ist nicht mehr zu sagen. Alles ist mächtig mit Moränen und Gletscherbachkiesen aufgeschüttet. Die Gletscher mußten hier an ihren eigenen Ablagerungen, von denen sie gestaut wurden, hinaufsteigen. Bei Chiasso und Varese trifft man Stellen der Pliocänunterlage bei 250 m und 380 m, auf denen dann die Moränen aufgeschüttet sind.

Wir können diese ganz kurze Besprechung der südalpinen Diluvialgletscher der Schweiz, über die genauere Monographien noch fehlen, doch nicht schließen, ohne noch einer Episode in der Erkenntnis der Erscheinungen zu gedenken, welche viel Staub aufgeworfen hatte. Stoppani hatte marine Pliocänfossilien in den Grundmoränen bei Como und Chiasso—Balerna gefunden und schloß daraus, daß die Gletscherzungen in das Pliocänmeer hineingereicht hätten, und Desor verkündete laut, das Diluvium sei die terrestrische Fazies des Pliocän (1874). Allein bald erwiesen sich diese Pliocänfossilien in der Moräne als „remanié", das heißt ausgewittert und ausgeschürft aus dem Pliocän und in die Moränen sekundär eingebettet (Renevier, Sordelli, Omboni, Rütimeyer, Alph. Favre, Charles Mayer). Die gekritzten Geschiebe bei Balerna finden sich in Bänderton, der nicht Pliocän ist, sondern deutlich einer Erosionsfläche des Pliocäntones und Sandes aufliegt. Ich selbst konnte überall in dem Gebiete die scharfe Trennung zwischen Pliocän und Diluvium deutlich sehen. Die Glazialbildungen am Südhang der Alpen sind alle jünger als Pliocän, und Pliocän und Diluvium sind zeitlich größtenteils verschieden.

5. Ausbreitungsmaße der diluvialen Gletscher.

In der nachfolgenden Tabelle ist der Versuch gemacht, alle unsere Diluvialgletscher in ihren Flächen zu vergleichen, und zwar auf Grundlage neuer planimetrischer Messung nach unserer neusten kartographischen Aufzeichnung der erratischen Erscheinungen. Die Unsicherheiten freilich sind oft sehr groß, weil die Ausbreitungsgrenzen über weite Zonen hinweggeschwankt haben. Für die Gletscher an der Nordseite haben wir das inneralpine, in hochwandige Täler gebannte Eisstromgebiet, das ganz dem Nähr- und Einzugsgebiet angehört, der außeralpinen Ausbreitung gegenübergestellt, indem sich diese beiden orographisch in die Augen fallend abtrennen. Dabei war allerdings oft noch ein weites Stück des Ausbreitungsgebietes Nährgebiet, Firnregion. Am Südabhang der Alpen erschöpften sich die Gletscher schon nahe außerhalb der Mündung der alpinen Täler in die Fußebene der Alpen; man kann nicht orographisch in Strom- oder Einzugs- und Ausbreitungsgebiet scheiden, sondern man muß hier nach Nähr- und Abschmelzungsgebiet trennen, wobei eben das Abschmelzgebiet noch weit in die Alpen hineinreicht und die Lage der Grenze hypothetisch ist. Eine Menge von Tatsachen, die wir früher teils schon erwähnt haben, können aus dieser Tabelle abgelesen werden — so die geringe Differenz beider Eiszeiten am Südabhang der Alpen gegenüber den nördlichen Gletschern. Am Südabhang unterscheiden sich die Ausbreitungsgebiete der größten und der letzten Vergletscherung im Mittel nur um 6,5 % der Fläche; am Nordabhang variieren sie im Mittel um ca. 45 %, das ist 7 mal stärker.

Ausdehnungsgebiete der diluvialen Gletscher in km².

Nordseite der Alpen	Ganzes alpines Einzugsgebiet (E)	Außeralpine Ausbreitung (A)				Differenz der beiden Vergletscherungen
		Letzte Vergletscherung	$\frac{A}{E}$	Größte Vergletscherung	$\frac{A}{E}$	
Rheingletscher						
Rheintalarm inkl. Säntisgletscher		5800		7 900		2100
Walenseearm		ca. 800		ca. 1 800		ca. 1000
Ganzer Rheingletsch. inkl. Säntisgl.	7700	6600	0,86	9 700	1,3	3100
Linthgebietgletscher						
Linthtalgletscher	660					
Sihl- und Wäggital	290	1450	1,03	2 550	1,8	1100
Walensee-Seeztäler	450					
	1400					
Rhein- und Linthgletscher	9100	7250	0,8	10 450	1,15	3200
Reußgletscher	2100 [1]	1500	0,7	2 250	1,07	750
Aaregletscher	2450 [2]	unbestimmbar		1 200? [3]		
Rhonegletscher						
Wallis	5400					
Saane und Sense	1000					
Chablais	660					
NE-Flügel		4300		10 250		5950
SW-Flügel		5000		7 350		ca. 2350
	7060	9300	1,3	17 600	2,5	8300

[1]) Bis Molasserand inkl. Unterwalden.

[2]) Bis Kandermündung.

[3]) Während der größten Rhonevergletscherung.

(Fortsetzung dieser Tabelle s. nächste Seite.)

Südseite der Alpen	Nährgebiet (N)	Abschmelzungsgebiet (A)				Differenz der beiden Vergletscherungen
		Letzte Vergletscherung	A/N	Größte Vergletscherung	A/N	
Tessin- und Tocegletscher . . .	3900	2400	0,63	2500	0,66	100
Addagletscher	3200	1500	0,47	1650	0,5	150

Die Summation der in der Tabelle gegebenen Zahlen führt zu folgendem Bilde für die gesamte Fläche, die von den Schweizeralpen aus mit Eis überflutet worden ist (A + E der Tabelle):

	Letzte Vergletscherung km²	Größte Vergletscherung km²
Rheingletscher	14 300	17 400
Linthgletscher	2 850	3 950
Reußgletscher	3 600	4 350
Aaregletscher	3 650?	3 650
Rhonegletscher	16 360	24 660
Tessin- und Tocegletscher	6 300	4 900
Addagletscher	4 700	4 850
Gesamte vergletscherte Fläche exklusive Inngebiet	51 760	63 760

Indem wir die Bemessung der Gletscherflächen nicht an den Schweizergrenzen abgeschnitten haben, erhalten wir hier Eisflächen, die wesentlich größer als die ganze Schweiz sind.

Niemals vergletschert (die Nunataker, die doch nur über Eis erreichbar waren, nicht mitgerechnet) sind nur einige Strecken am Nordrande der Schweiz geblieben, und zwar:

1. Der höchste Teil des Randen ca. 65 km².

2. Basel-Pruntrut. Dieses Gebiet besteht aus einem Stück Rheintal südlich des Rheines von Möhlin über die Ergolz. Dann folgt das untere Birstal bis und mit dem Delsbergerbecken. Der Rhonegletscher sandte nur einige Ausläuferzungen in die oberen Talzweige. Daran schließt sich westlich das Clos du Doubs und gegen NW der Bezirk von Pruntrut. Zusammenhängende Fläche ca. 1230 km².

3. Eine Fläche nördlich des Mont Tendre und an der Dôle, zusammen ca. 210 km².

Von den 41 324 km², welche die Schweiz im ganzen umfaßt, waren während der größten Vergletscherung nur etwa 1505 km², das ist ca. $3\,^1/_2$ %, vom Eise frei.

Die ganze Vergletscherung der Schweiz in der Diluvialzeit ist aber immer noch eine kleine Binneneisflut im Vergleich zu derjenigen, welche heute über Grönland liegt und eine mehr als 25 mal größere Fläche einnimmt.

Zum Schlusse dieses Abschnittes über die erratischen Blöcke und ihre Ausbreitungsgebiete sei nochmals betont:

Wenn man unsere bisherige Kenntnis über die erratischen Blöcke zusammenstellt, so stößt man überall auf Lücken und Unsicherheiten. Besonders ist auch

die Herkunftbestimmung oft noch ganz unsicher. Wohl haben wir eine Menge guter Einzelbeobachtungen, aber zusammenhängende Monographien fehlen meistens. Es ist noch viel zu tun, bis wir eine durchgreifende Registratur der erratischen Blöcke nach Standort, Größe, Herkunft besitzen und bis alle wissenschaftlich wichtigen und landschaftlich schönen Blöcke geschützt sein werden. Mögen sich Eifrige finden, die dafür arbeiten können. Auf Grundlage solchen Materiales kann dann dereinst eine Karte der beiden letzten diluvialen Vergletscherungen hergestellt werden, wie sie heute noch ganz unmöglich ist.

IV. Moränen.

Im Molasselande der Schweiz wurden die erratischen Blöcke viel früher als die Moränen beachtet. Arn. Escher ist den Moränen zuerst systematisch nachgegangen und hat begonnen, sie zu kartieren. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Moränenbedeckung dürfte über 10 m betragen; sie schwankt von 0 bis 200 m und noch mehr. Im Gebiete der flachen Molasse schätze ich, daß durchschnittlich etwas mehr als die Hälfte der Oberfläche durch Erratikum gebildet wird, die kleinere Hälfte (vielleicht 40 %) ist entblößte Molasse.

Die erratischen Bildungen, vorherrschend Moränen und fluvioglaziale Kiese, sind für Ackerbau und Wiesenbau günstig, während auf der Molasse vorwiegend der Wald geblieben ist. Es gibt Gebiete, wo die Waldkarte fast zugleich die geologische Karte über die Verteilung von anstehender Molasse und Diluvialbedeckung darstellt.

1. Grundmoränen (Flachmoränen).

Im Molasseland, in den Alpen, verschiedene Fazies, Beispiele.

Die Oberflächenformen ausgleichend, in größter Ausbreitung weite Flächen überkleisternd, liegen auf der Molasse zunächst meistens flache Moränen. Bald sind sie nur einige Dezimeter dick, häufiger einige Meter, recht oft 10 bis 30 m, stellenweise sogar über 100 m mächtig. In den Talgründen liegen sie mächtiger als an den Gehängen. Sie sind nicht zu Hügeln angehäuft. Die Flachmoränen bestehen meistens vorherrschend aus Grundmoränenmaterial, sie sind die Grundmoränen.

Beispiele mächtiger Grundmoränen:

Gebiet zwischen Sitter, Thur und Bodensee. Am linksseitigen Thurborde unterhalb Bischofszell sah man durch Abrutschungen die Grundmoränen auf 100 bis 150 m Höhe entblößt. Der Boden von Arbon bis gegen Romanshorn und südlich davon ist tiefgründig aus Grundmoränen aufgeschüttet. Umgebung von Allenwinden bei Zug, Grundmoränen der letzten Vergletscherung 70 bis 80 m mächtig. Emmersberg bei Schaffhausen, Grundmoränen von unter Rheinniveau bis halbe Höhe des Emmersberger Tunnels, wohl 30 bis 60 m mächtig. Plan Bel-Air bei Lausanne ca. 13 m Grundmoräne. Ausgedehnte Grundmoränen des Rhonegletschers zwischen Lemansee und Jura, im freiburgischen Molasseplateau vielfach 10 bis 100 m mächtig, oberhalb Bougy ca. 70 m.

In den Alpentälern treffen wir die Grundmoränen merkwürdig ungleich und regellos. Sie fehlen wohl nirgends ganz. Sie sind aber z. B. im Säntisgebirge, im Val Lugnez, Val Somvix, Val Medels, im Sernftal, im Gebiet von Lungern—Brünig usw. auffallend spärlich. Dagegen treffen wir sie in erstaunlichen Massen, oft von jungen Erosionen oder Rutschungen angeschnitten, im Prättigau, Schanfigg, im

Unterengadin, im Kunkels-Taminatal, im unteren Sarneraatal, besonders im Schlierengebiete (nach Buxtorf bis 150 m mächtig). Weitere mächtige Grundmoränen finden sich im Diemtigtal (Kt. Bern) und in vielen Wallisertälern, wo sie oft Erdpfeiler bilden. An den Gehängen oberhalb Montreux gegen Aux-Avants und in den Waadtländeralpen überhaupt sind sie reichlich aufgeschüttet. Oft verengern die Moränen des Haupttales den Ausgang der Nebentäler (z. B. Ausgang des Melchtales), oder sie breiten sich über hohe Terrassen aus (Fetan im Unterengadin, Braunwald im Linthtal, Kriens im Sarneraatal, Villars-Leysin, Zone des Cols usw.). Manche der neuen geologischen Karten alpiner Gebiete in 1 : 25 000 oder 1 : 50 000 der „Beiträge" geben die Moränen genau an und bieten uns ein gutes Bild von der Auskleisterung der Talstufen und Terrassen alpiner Täler mit Moränen. Die Moränenbedeckung in den Alpen beschlägt nach meiner Schätzung im Mittel noch kein Vierteil der Oberfläche, und sie ist meistens sehr viel stärker auf den tieferen Terrassen der Haupttäler in den Talerweiterungen als an den höheren Gehängen und in den steilen Nebentälern.

Die Grundmoränen des schweizerischen Mittellandes sind von einer Stelle zur anderen sehr verschieden ausgebildet; oft wechseln sie auf jedem Schritt. Wir müssen demnach verschiedene Fazies derselben unterscheiden. Am ausgebreitetsten scheinen diejenigen Grundmoränen zu sein, bei welchen ein großer Teil aus verschürftem, umgearbeitetem Molassematerial (Sand und Mergel) besteht, in welches hinein alpine Geschiebe gemischt sind. Bald sind die Grundmoränen reich durchstreut mit Blöcken, bald arm an solchen. Manchmal sind die Steine ziemlich groß, doch selten bis 1 m Durchmesser, manchmal weit herum nur nuß- bis apfelgroß; manchmal ist die Grundmasse kiesig, manchmal sandig in allen Übergängen bis zu feinst schlammsandiger („Schlihsand") oder bis zu rein toniger Moräne. Manchmal sind die geschrammten Geschiebe fest eingebacken in der tonigen (oder lehmigen) Grundmasse („béton glaciaire"); manchmal mischen sich zwischen die angeschliffenen Steine auch eckige oder solche mit Schlagpunkten. Die Grundmoränen sind meistens ganz ungeschichtet. Wenn plötzlich ein geschichtetes Nest darin erscheint, so handelt es sich wohl um Arbeit des Gletscherbaches unter dem Gletscher. Ist aber unregelmäßige Schichtung weiter ausgebreitet, so war in der Regel spätere Verschwemmung im Spiele. Ausgezeichnete feine und regelmäßige, durchaus parallele Schichtung weist die Grundmoräne in der Fazies der „Bändertone" auf. In dünnen Lagen scharf getrennt wechselt dann fetter Ton vielfach mit feinem Sand ab. Geschrammte Geschiebe oder auch Geschiebe mit Schlagfiguren stecken oft ohne jede Rücksicht auf die Schichtung in den Bändertonen. Nur eine Schlemmung unter dem Gletscher oder dicht an seinem Rande scheint dergleichen erklären zu können. Oft ist bei den Bändertonen oder den Glazialtonen überhaupt nicht unterscheidbar, ob sie direkt als Grundmoräne unter dem Gletscher oder aus dem Gletscherbachwasser in Tümpeln im Randgebiete abgesetzt worden sind. Es gibt aber auch ausgezeichnet schöne horizontal geschichtete Bändertone oft mit nur wenig Sandschichtchen, die gar keine Geschiebe einschließen. Dieselben sind in stehenden Wassern, besonders Gletscherseen, abgesetzt worden, in welche Gletscherbäche sich ergossen.

Über 30 % der Lehmgruben der Schweiz, welche zurzeit der Ziegelei dienen, beuten Grundmoränentone aus.

Die verschiedenen Fazies der Grundmoränen sind nicht etwa vom Alter derselben abhängig. Vielmehr finden wir gleiche Abänderungen bei den Moränen der verschiedenen Vergletscherungen und wechselnd innerhalb einer Moräne.

Beispiele mächtiger typisch ausgebildeter Grundmoränen verschiedener Fazies sind:

a) Tonige Grundmoränen oder Schlamm-Moränen.

Lokale mächtige Lehmmasse im Talwinkel von Richterswil am Zürichsee, z. B. bei der neuen Kirche mit einzelnen großen Blöcken eingekittet, vielleicht Absatz von geschlemmtem Grundmoränenschlamm in kleinem Gletschersee.

Südlich des Nagelfluhriffes von Rapperswil: blauer feiner zäher Ton mit spärlichen kleinen polierten und geschrammten Geschieben. Er machte dem Bahnbau große Schwierigkeiten, indem der Bahneinschnitt sich von den Seiten und von unten wieder füllte, bis eine ganz sanfte Einschnittsböschung wieder das Gleichgewicht brachte.

Moräne der letzten Vergletscherung bei Neuhausen am Rheinfall (Tafel XII Fig. 3 u. Tafel XVII), aufliegend teils auf Hochterrassenschotter, teils auf Malmkalk 20 bis 30 m dick, bedeckt mit Niederterrassenschotter. Der dunkelblaugraue Ton mit spärlichen geschrammten Geschieben veranlaßte beim Bahnbau eine gefährliche Rutschung.

Mellingen nördlich der Bahnlinie: Grundmoränenlehm teils verschwemmt, aber ungeschichtet; berühmte Fundstelle alpin-arktischer Pflanzen.

Ausgedehnte tonige Grundmoränen mit kleinen geschrammten Geschieben finden sich verbreitet in der Umgebung von Bremgarten und, der größten Vergletscherung angehörend, im Aaregebiet in der Umgebung von Aarau auf Fels unter Niederterrasse.

Sihlsprung an der Sihl: feinster blauer Ton unter Deckenschotter; Grundlage der von der Stadt Zürich gefaßten großen Quellen.

Anhangsweise sei hier erwähnt, daß in den „Bonds", südlich des Dorfes Bière am Südfuße des Jura bei ca. 632 bis 680 m Meerhöhe aus mit fluvioglazialen Schichten bedeckten Moränen durch etwa 20 trichterförmige Löcher von 1 bis 60 m Durchmesser intermittierende, im Frühling und Herbst tätige Schlamm- und Schlammsandquellen, zum Teil vom Charakter der Schlammvulkane, auftreten. Die Temperatur der verschiedenen Schlammquellen ist 7° bis 20°. Im Jahre 1834 ist eine neue Quelle ausgebrochen, die einen starken Mühlbach lieferte. Der Tonschlamm, den sie ausspeien, wird zur Ziegelei verwendet (Tribolet, Bull. soc. Neuch. sc. nat. 1877 und 1878). Wahrscheinlich hat man es hier mit „Sources vauclusiennes" des Jura zu tun, die unter dem Glazialen münden und die Moränen durchbrochen haben.

b) Tonige Grundmoränen reich an fein polierten und gekritzten Geschieben.

Terrassen in der Umgebung von Bremgarten: in Probeschächten und Flußborden aufgeschlossen, ca. 20 m mächtig. Fundament der neuen Kirche Fluntern (Zürich 7).

Paßhöhe des Kunkelspasses (inneralpin): lehmige Grundmoräne mit ungewöhnlich gut polierten kleinen schwarzen alpinen Malmkalksteinen.

Uferborde der Thur von Kradolf bis gegen Bürglen.

Biberbrugg—Altmatt und südlich der Teufelsbrücke gegen Einsiedeln.

Fundamente der Pfeiler der Tobelbrücke im Lorzetobel bei Zug. Unterlage der Quellenfassungen von Baar bei Gstelli.

Hier ließen sich Beispiele zu Hunderten aus allen Teilen der Schweiz aufführen. Von den tonigen (lehmigen) Grundmoränen mit kleinen fest eingebackenen Geschieben („béton glaciaire") gibt es selbstverständlich alle Übergänge zu den kiesigen Moränen oder zu den Blockmoränen. Je feiner, dichter der Lehm die Geschiebe einschließt, um so schöner sind an denselben Politur und Schrammen erhalten.

Fig. 41. ERDPFEILER, ENTSTANDEN IN DEN MORÄNEN BEI USEIGNE IM VAL D'HÉRENS, WALLIS.

Fig. 43. QUERSCHNITT DURCH EINE WALLMORÄNE AM BELPBERG BEI BERN.

(Phot. Hans Mettler, Bern.)

c) Bändertone.

Ziegeleigrube bei Sirnach (Wil, Kt. St. Gallen).

Bei Kohlgrub ob der Straße Sihlbrugg—Hirzel traf ich bei Gelegenheit einer Entwässerungsgrabung auf eine mir unerklärliche Erscheinung im Bänderton. Der reine Ton der unterliegenden Schichten dringt in Form scharf begrenzter Apophysen in den Sand des auflagernden Schichtchens hinein. Im Lehm fanden sich wenige kleine und geschrammte Geschiebchen (1895 gut sichtbar, jetzt wieder verschüttet, Fig. 40).

Kaltbrunn am Ricken, Wangen im Gasterland (Linthgebiet) in Verbindung mit schwachen Schieferkohlenlagern.

Diessenhofen, Ziegeleigrube bei Paradies und Schlatt südlich Diessenhofen: Bändertone 10 bis 20 m mächtig, stellenweise mit Schichtstauchungen.

Zürich: in lokaler Ausbildung an manchen Stellen, so Friedhof Enzenbühl, Oetenbach, in der abgetragenen Wallmoräne.

Unter der Terrasse von Plaffeyen und Plasselb (Sense-Saanegebiet).

Renens und Bussigny bei Lausanne, ferner NW über Aubonne.

Manche dieser Bändertone können ebensogut Ablagerungen unter dem Gletscher wie solche in einem Staubecken am Rande des Gletschers sein.

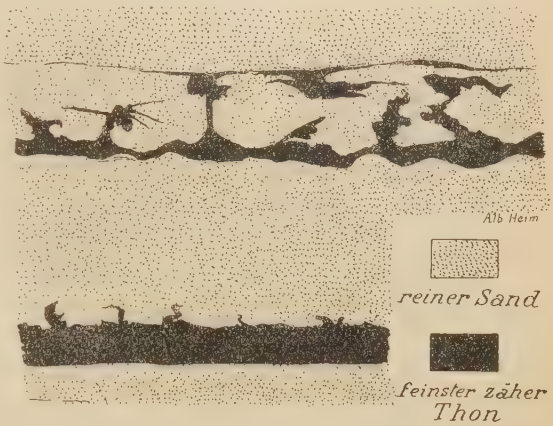


Fig. 40.
Bänderton- und Sand mit Tonapophysen in Sand, Kohlgrub Hirzel ob der Straße.
(Nach der Natur gezeichnet XII. 1896, $^1/_{20}$ natürl. Größe.

d) Grundmoränen aus verschürftem Molassesandstein.

Solche sind sehr weit verbreitet. Oft zeigt sich ein allmählicher Übergang vom unterliegenden Molassesandstein durch im Anstehenden gelockertes Material in die sandige Moräne ohne bestimmte Grenze.

Von Dalmazi und Kirchenfeld in Bern, aber auch aus der großen Endmoräne daselbst im Fundament des Bundespalastes sowie von der großen Schanze berichtet Baltzer von Moränen aus aufgearbeitetem Molassesandstein. Gleiches ist zu beobachten in der Gegend von Andelfingen, wo unter der Niederterrasse gegen die Thurmündung die vorherrschend aus Molassesand gebildete Grundmoräne 40 m mächtig ist (Hug). Weitere Beispiele molassesandiger Grundmoränen: Rain und Eschenbach nördlich Luzern, Oetenbach in der Stadt Zürich. Die Moränen beiderseits des Genfersees und viele andere Gebiete zählen hierher. Die mächtige Moräne im Bewegungsschatten des Bürgenstocks, die den Vorsprung von Kehrsiten bildet, ist zwar vorherrschend Sandmoräne; allein in diesem Falle kann es sich nicht um verarbeitete Molasse handeln.

e) Kiesig-sandige Grundmoränen, Schottermoränen.

Unter der Terrasse von Bonaduz an der Straße Reichenau—Bonaduz (Graubünden) und bis an den Rhein bilden sich Erdpfeiler aus ganz ungeschichteten kiesigen Grundmoränen. Fernere Beispiele: Aadorf (Thurgau), Kiesgruben von Affoltern—Regensberg—Katzensee, Zone zwischen äußerster und innerer Wallmoräne in der Umgebung von Bülach und Rafz, Andelfingen, bei Marthalen nach außen in kiesige Wallmoränen übergehend. Bäretschwyl, Umgebung von Stammheim usw.

Kiesige Streifen kommen auch mitten in lehmigen Moränen vor. Sie liefern dann oft ausgezeichnete Quellen (Altmatt Kt. Schwyz über 3000 Ml., geleitet in die Dörfer am linken Zürichseeufer).

f) Schlammsandige Grundmoränen.

Mitten in andern Grundmoränen finden sich oft schlammsandige Streifen, wo feinster Schlammsand Wasser festhält und eine stete Beweglichkeit vorhanden ist. Man nennt solchen baugefährlichen Boden bei uns zu Lande „Schlihsand", „Schliesand", „Schleichsand", englisch „Quicksand". Bei Wasserfassungen und Tunnelbauten kann die Schlammsandgrundmoräne viele Schwierigkeiten bereiten. Beispiele:

Schlihsandgrundmoränen in St. Gallen, Bahnhofgebiet usw. Schlihsandgrundmoräne im Fundament des Warenhauses Jelmoli in der Stadt Zürich. Schlihsandlager in der Moräne Friedhof Enzenbühl Zürich 7. Plateau östlich oberhalb Höngg bei Zürich. Gstelli östlich Baar, 10 m über festerer Grundmoräne unter Kies.

Nicht aller Schlihsand ist Grundmoräne, es gibt auch solchen in den Deltas.

In der Regel, wenn nicht zu tonig oder zu schlammsandig, bilden die Grundmoränen einen festen, guten Baugrund. Senkrechte Terrainanschnitte halten ohne Sperrung oft wochenlang fest. Manche sind so fest, daß man mit dem Pickel wenig ausrichtet, und doch sind sie zu zäh zum Sprengen (z. B. Fundamente der Tobelbrücke Lorzetobel bei Baar). Werden die Grundmoränen zu hoch und steil angeschnitten oder unternäßt, so können sehr gefährliche Rutschungen entstehen (Zürichberg—Oberstraß, Neujahrsnacht 1770). Die Befestigung des Bodens durch Entwässerung ist sehr schwierig, weil in dem schwerdurchlässigen Boden die Wirkung der Entwässerungsstränge sehr beschränkt ist. Wegen ihrer Festigkeit und Massigkeit sind die Grundmoränen geeignet, kleinere oder größere Erdpfeiler zu bilden.

Erdpfeiler aus Grundmoränen finden sich 500 m westlich Useigne im Val d'Hérens, Wallis (Fig. 41), und im Vispertal an verschiedenen Orten, in den diluvialen Schottermoränen bei Mels am Eingang ins Weißtannental, unterhalb Bonaduz und Rhäzüns am Abhang der Moränenterrassen gegen den Rhein, in Grundmoränen im Schanfigg bei Chur (Walkmeister, Jahrb. St. Gall. naturf. Ges. 1906), im Unterengadin in Val Sinestra, im Saxetental bei Interlaken (Baltzer), am Südabhang bei Beatenberg, bei Lavey an der Rhone usw.

Als Friedhofboden sind Wallmoränen und besonders Grundmoränen sehr ungeeignet. Die Moränenfriedhöfe Zürichs leiden alle mehr oder weniger an Leichenwachsbildung. Der Boden schließt die Luft zu dicht ab. Das gleiche zeigt der Friedhof im Drumlin von Cham und derjenige in der Grundmoräne von Arbon usw. In solchem feuchtem und schwer tonigem Boden findet auch im Tachyphag (Gipssarg) keine Beschleunigung der Verwesung statt.

Im allgemeinen sind die Grundmoränen infolge ihres großen Gehaltes an fein zerriebenem Material für Wasser schwer durchlässig oder völlig undurchlässig. Überall wo durchlässiges Material darüber liegt, entstehen auf den Grundmoränen Quellen.

Statt Hunderten nur folgende Beispiele: Auf Grundmoräne und aus Obermoräne entspringen zahlreiche kleine Quellen am Zürichberg, aus Deckenschotter auf Grundmoräne die großen Quellen von Sihlsprung, Lorzetobel usw., aus Hochterrassenschotter hinter vorgelagerter Grundmoräne die Quellen bei Seebach, Wangen Kt. Zürich, aus Niederterrassenschotter über Grundmoräne die großen Quellen der Linthmühle im rechten Reußbord zwischen Mellingen und Mülligen. Die Fassung muß auf der Grundmoräne stattfinden.

2. Wallmoränen.

Fazies, inneralpine Wallmoränen, Wallmoränen im Molasseland, Moränenlandschaften, Beispiele solcher, äußerste Wälle der letzten Vergletscherung, Moränen der Rückzugsstadien, Altmoränen und Jungmoränen, Beispiele von Altmoränen, die Jungmoränen, zeitliche Äquivalenz der verschiedenen Jungmoränenwälle.

Die Wallmoränen bilden ausgeprägte Hügelzüge und Hügellandschaften. Sie sind in der Regel ungeschichtet, aber lockerer, wasserdurchlässiger als die Grundmoränen und enthalten viele eckige und oft sehr große alpine Gesteinstrümmer. Wir finden alle Übergänge von Moränenwällen aus vorherrschend eckigem Obermoränenmaterial (besonders als Mittel- und Seitenmoränen ausgebildet) bis zu solchen,

Fig. 42.
Endmoräne in Zürich mit großen Malmkalkblöcken, geöffnet im Sommer 1912 bei der Tieferlegung der St. Annagasse. (Phot. Arnold Heim.)

denen sehr viel ausgeschürfte Grundmoräne beigemischt ist. Letzteres ist bei den Endmoränen die Regel. Häufig geht der tiefere Teil der Wallmoränen in Grundmoränen über, während die Wallmoränen oben mit großen erratischen Blöcken bestreut waren. Die Beschaffenheit, auch der Wallmoränen, ist sehr wechselvoll. Es gibt großblockige und kleinblockige oder kiesige; sie sind bald blockreich, bald blockarm, sandig oder sandarm, tonig oder tonarm. Innerhalb eines und desselben Walles kann die Beschaffenheit rasch wechseln. Molasserippen im Innern von Wallmoränen, wie sie Hug bei Wiesendangen aus oberer Süßwassermolasse, bei Höri—Seeb (Bülach) aus mariner Molasse gefunden hat und wie sie in Bern den

Kern der Moräne der großen Schanze bilden, sind vereinzelte Vorkommnisse mehr zufälliger Art: Wenn ein Gletscher einige Zeit gerade bis an einen Felshügel reicht, so überschüttet er denselben mit Moräne.

Im Innern der Alpen finden sich die Moränenwälle in einzelnen Resten an zahllosen Stellen. Hie und da liegt ein längerer Randwall auf einer Terrasse (z. B. talaufwärts Fetan, Brigels—Waltensburg, Terrassen von Montana im Wallis usw.). Öfter findet man Endmoränenreste von den Flüssen angeschnitten. Ihre Zahl ist groß, aber sie sind immer wieder unterbrochen, und waren auch nie recht zusammenhängend. Kleine Talstufen oder seitliche glaziale Terrassen mit flachen Böden und Alpweiden haben sich, gestaut durch Wallmoränen, hinter denselben gebildet.

Beispiele: Schwendi Wasserauen in Appenzell, Abendweid am Spitzmeilen (südlich Walensee) 1800 m hoch, Alpstufe Richisau im Klöntal, Einsiedler Moor, Alpstufe Lipplisbühl im Muottatal, Brunni im Schächental, Arniberg Uri, Talstufe von Kandersteg, Männiggrund im Diemtigtal usw.

Diese End- und Seitenmoränen und die erhaltenen Reste von Grundmoränen in den alpinen Tälern sind vielfach in unseren neuen geologischen Spezialkarten eingetragen. Ein gutes Bild von einer inneralpinen Moränenbesetzung gibt die Karte von Nußbaum über das Saanegebiet (Jahresber. d. geogr. Ges. Bern Bd. 20 1906). Sie zeigt in diesem Gebiete über hundert kleinere und größere Moränenwälle, davon gehören 6 Endmoränen dem Haupttalweg der Sense innerhalb des Alpengebirges an.

Das Innere der Alpen ist aber im allgemeinen doch nicht das eigentliche Ablagerungsgebiet der Wallmoränen. Nur solche aus späteren Rückzugsstadien sind hie und da etwas zusammenhängender vorhanden, indessen selten so, daß sie das Landschaftsbild im großen wesentlich beeinflussen würden.

Ganz anders zeigen sich die Wallmoränen außerhalb der Alpentäler über dem ganzen Molasselande und bis an den Jura. Hier erscheinen sie oft als der maßgebende Zug im Landschaftsbilde. Sie ziehen an den Gehängen der Hügel mit einem Gefälle talauswärts von 6 bis 13 °/₀₀, hie und da unterbrochen, aber doch verfolgbar, entlang. Allmählich nimmt das Gefälle talauswärts zu auf 20 °/₀₀, in den letzten 4 bis 6 km, bevor die Seitenmoräne den Talboden erreicht, wird das Gefälle 25 bis 30 °/₀₀. Das ist der Abfall der Gletscherzunge. Wo die Seitenwälle den Talboden treffen, gehen sie in die Endmoräne über und durchqueren als Endmoränenbögen das Tal. Den nahe aneinander parallel liegenden Seitenmoränen entsprechen weiter voneinander entfernte Endmoränen.

Oft entstehen ausgedehnte Hügellandschaften von besonderem Charakter, echte Moränenlandschaften. Die Moränenwälle lassen sich dann nicht mehr zählen. Sie ragen gewöhnlich 5, 10, 20 und 30 m, stellenweise 60 m (Schindellegi—Horgeregg) und bis 100 m (Schönenberg) über die Umgebung hervor. Nirgends indessen an der Nordseite der Alpen erreichen die Moränenhügel die Höhe der Endmoränenwälle vom Südabhang der Alpen, wo die Serra bei Ivrea bis 250 m hoch ist.

Beispiele großartig entwickelter Wallmoränenlandschaften des schweizerischen Mittellandes sind:

Rheinerratikum: Die Moränen von Nußbaumen—Stammheim—Andelfingen (Kt. Zürich) (J. Hug, Spezialkarte Nr. 34 der „Beiträge").

Lintherratikum: Das Gebiet vom Zürichsee bis Zug, das ist die Umgebung Schindellegi, Schönenberg, Hirzel, Menzingen, Gubel, ist wohl die großartigste Moränenlandschaft der Schweiz, bestehend aus Hunderten von Hügeln. Nur die südwestlichsten westlich der Lorze gehören dem Reußgletscher an (Geologische Karten von Aeppli und von R. Frei: Spezialkarten Nr. 15 u. 70 der „Beiträge").

Reußerratikum: Moränenlandschaft im Gebiete Affoltern—Hedingen, Mellingen—Wohlen, die beidseitigen Gehänge des Lindenberges, die Umgebung von Sursee (Mühlberg, Spezialkarte Nr. 54 und geolog. Karte 1 : 100 000 Blatt VIII 2. Auflage).

Aareerratikum: Moränenlandschaft westlich Tierachern südwestlich der Thuner—Allmend bis an das Gürbetal, Bern und südliche Umgebung ca. 6 Endmoränen nahe beisammen (Baltzer, Spezialkarte Nr. 10).

Rhoneerratikum: Gebiet von Solothurn und Wangen. Gebiet zwischen Emme und Aare von Herzogenbuchsee über Münchenbuchsee (Geologische Karte 1 : 100 000 Bl. VII).

Es ist sehr auffallend, daß im westlichen Teil des Rhoneerratikums nur die Grundmoränen oder doch Flachmoränen enorm entwickelt sind, ausgeprägte Wälle aber fast fehlen. Einzig NW Cossonay findet sich eine deutliche Moränenlandschaft. Um das Becken des Genfersees ist alle Moränenbedeckung flach ausgebreitet, und Genf steht zwar zum großen Teil auf Moräne und fluvioglazialem Schotter, ist aber keine „Moränenstadt" wie Zürich und Bern. Vielleicht hat der Rhonegletscher in diesem Gebiete keine längeren Stillstände im Rückzug erlebt, oder er war zu breit, zu wenig in Zungen konzentriert? Im letzteren Falle sollten in dessen doch Seitenwälle nicht fehlen.

Bei einer Begehung im Sommer 1915 kam ich zu der Überzeugung, daß die gewaltige Moränenmasse vom Signal de Bougy über Bagnin bis gegen Genf der innere Kranz der Seitenmoräne des letzten Rhonegletschers ist, der nach der Innenseite regelrecht auf lange Strecke steil, nach außen aber flach abfällt und sich gegen Genf mehr und mehr verwischt.

Der äußerste starke Wall eines Talgebietes bezeichnet meistens die größte Eisausdehnung der letzten Vergletscherung; die weiter taleinwärts gelegenen Wälle sind Stillständen im Rückzug zu verdanken, sie sind die Moränen der Rückzugsstadien. Wir finden solche von den äußersten Wällen hinauf in ungleichen Abständen durch die Molassetäler und dann postglazial in den Alpentälern bis zu den Moränen der historischen Zeit. Die äußersten Moränen historischer Zeit stammen von den Jahren 1600 bis 1605. Weitere, aber etwas geringere Maxima lieferten 1820 bis 1825 und ungefähr 1855. Die Endmoränen von 1603 liegen vielfach $1^1/_2$—2 km talauswärts von den jetzigen Gletscherenden. Ein Minimalstand der Gletscher war 1911—1915.

Die Wallmoränen im schweizerischen Mittellande lassen sich zunächst unterscheiden in ältere (Altmoränen) und in jüngere (Jungmoränen). Die ersteren stammen aus der größten oder vorletzten, die letzteren aus der letzten Vergletscherung. Die erste und zweite Eiszeit dagegen haben weder im Alpenlande noch im Vorlande Wallmoränen hinterlassen.

Die Altmoränen sind diejenigen der größten Vergletscherung; sie liegen oft auf Hochterrassen oder unter deren Niveau in tieferen Flußtälern. Entspricht der Hochterrassenschotter dem Rißschotter von Penck, so ist die größte Vergletscherung unseres Landes zwischen Pencks Riß- und Würmvergletscherung hinein-

zusetzen. Entspricht hingegen, was mir wahrscheinlicher ist, Pencks Rißvergletscherung unserer größten, das ist vorletzten Vergletscherung, so sind unsere Hochterrassenschotter im Alter zwischen Mindel und Riß zu setzen und als interglazial oder als durch eine eigene Zwischeneiszeit gebildet zu denken. Das Penck'sche Schema paßt insofern auf unser Land nicht, als wir die Moränen der vorletzten Vergletscherung nicht mit den Hochterrassenschottern als eine Eiszeit zusammenbinden können. Sicher ist die vorletzte Vergletscherung jünger als unsere Hochterrasse.

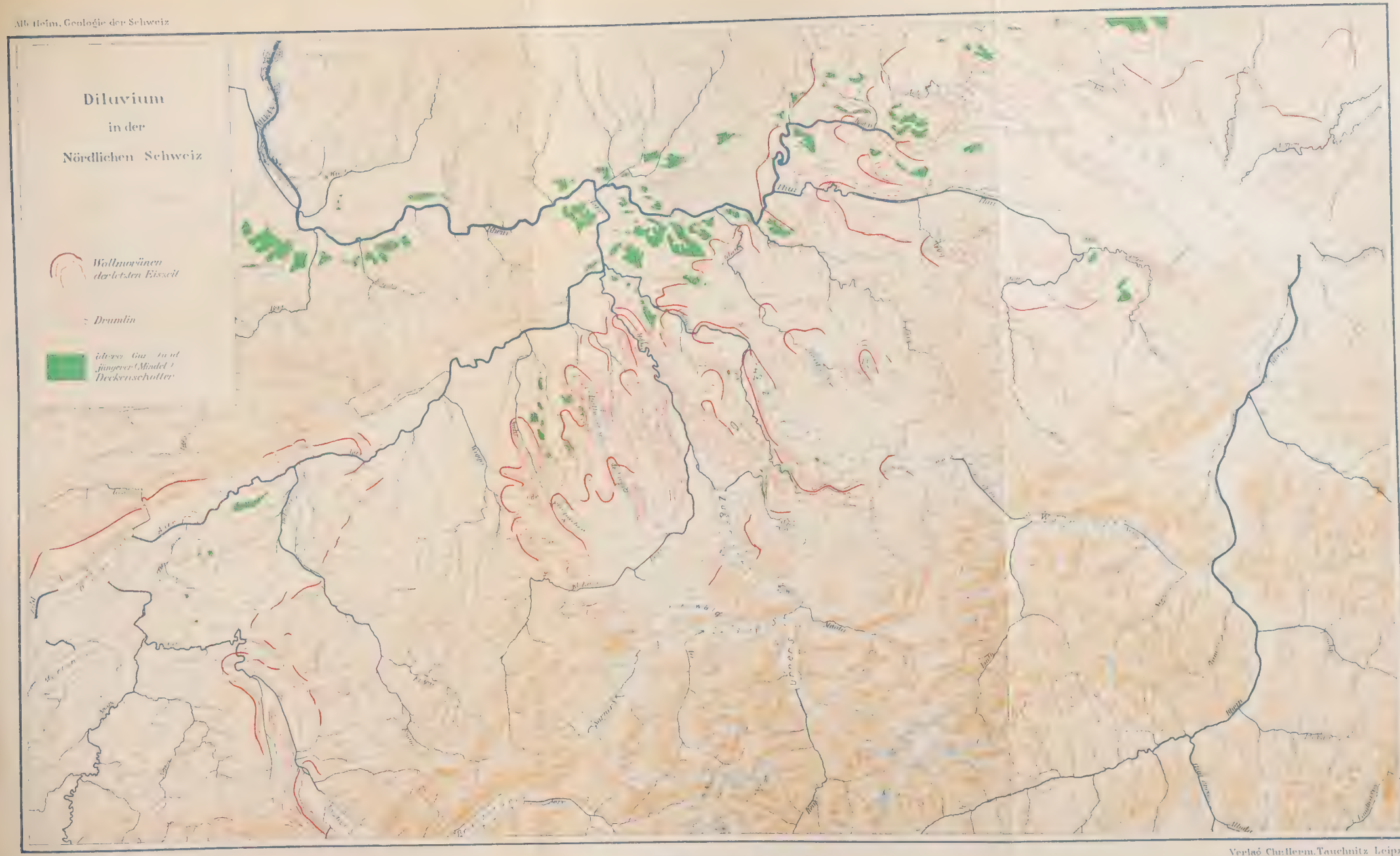
Die Altmoränen oder Moränen der größten Vergletscherung sind in der Schweiz im Gegensatz zu Bayern wenig ausgeprägte, lückenhafte Decken, seltener deutliche Wälle. Grund- und Wallmoränen sind nicht deutlich unterschieden; die Wälle sind wenig prägnant, meist flach. Sie enthalten weniger große Blöcke, mehr ausgeschürftes lehmiges Grundmoränenmaterial oder aufgearbeiteten Hochterrassenkies. Im besonderen bilden die Altmoränen fast nirgends einen deutlichen zusammenhängenden äußeren Rand der größten Vergletscherung, so daß wir über die äußere Grenze der Gletscher dieser Zeit ziemlich unsicher bleiben und diese mehr aus der spärlichen Streuung erratischer Blöcke bemessen müssen. Sie liegen im Vergleich zu den mächtigen Jungmoränenwällen der letzten Vergletscherung weiter talauswärts und höher an den Gehängen oder auf den Bergrücken, und ihr Material ist durchschnittlich stärker verwittert. Aus dieser geringen Ausprägung der äußersten Grenzen der größten Vergletscherung scheint hervorzugehen, daß die maximale Eisausbreitung nur sehr kurze Zeit gedauert hat. Am Südabhang der Alpen ist die Verwitterung der Altmoränen viel stärker als diejenige der Jungmoränen. Die frischen Materialien der letzteren lagern sich am inneren Rande der Moränenamphitheater auf die Verwitterungsrinden der Altmoränen und bilden mit ihnen zusammen die mächtigen Wallsysteme. Im engeren Gebiete der letzten Vergletscherung gelingt es im allgemeinen nicht mehr, die Altmoränen auszuscheiden; sie sind in die jüngeren hineinverarbeitet oder mit diesen unregelmäßig vermischt. Sichere Altmoränen kennen wir also nur außerhalb und über dem Gebiete der letzten Vergletscherung.

Stellen, wo sichere, einigermaßen wallförmige Altmoränen sich finden, sind:

Bergrücken S Klettgau, N des Rheins bei Kaiserstuhl; Plateau S Zurzach; Rücken des Irchel und Stadlerbergs (Glattal) auf Deckenschotter; Altenberg-Limmattal N-Seite; Rücken des Albis und Heitersbergs; auf dem Deckenschotter SE Turgi, letztere auf der Wasser- und Glescherscheide von Linth- und Reußgebiet; Rücken des Lindenbergs; Rhonemoränen im Jura in der Umgebung von Gelterkinden, E Liestal bis Arisdorf und im Möhlinerfeld (bei Möhlin); Moräne Bramegg im Entlebuch; Moränerücken von Kölliken bis Aarau; bei Gösgen und Küttigen (Umgebung Aarau); bei Kessenholz und Hügel W Zofingen; angelagert an den Bergen in den Umgebungen von Plaffeyen, und viele andere mehr.

Die Jungmoränen bilden ausgeprägte Wälle von 5 bis über 30 m Höhe, sind frischer in Form und Inhalt, enthalten mehr große eckige Blöcke, mehr Obermoränenmaterial. Ferner liegen die Jungmoränen mehr alpenwärts, oft 5 bis 10, aber auch, je nach den orographischen Verhältnissen, bis 50 km hinter den äußersten Altmoränen zurück. Wo am Rande der Vergletscherung an steileren Gehängen Alt- und Jungmoränen nahe beisammen zu beobachten sind, liegen die Altmoränen meistens ca. 100—150 m höher (z. B. N Schaffhausen, am Heitersberg, am Albis usw.).

Alb. Heim, Geologie der Schweiz



Maßstab 1:600000

Druck „Kartographia Winterthur A.G."

Verlag Chr. Herm. Tauchnitz Leipzig.

Im Rheingebiet reichen die Jungmoränen bis Jestetten und Rafz, im Linthgebiet nur bis Killwangen, im Reußgebiet bis Mellingen und Staffelbach, im Aaregebiet bis Bern als N-Grenze, im Rhonegebiet nur bis Wangen als NE-Grenze. Sie bilden die auffallenden hügeligen Moränelandschaften. Ihnen gehören überdies fast alle Wälle alpenwärts an; sie bezeichnen die Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung. (Betreffend Ausbreitungsgebiet von Alt- und Jungmoränen vergl. Tafel X.)

Oft bildeten Moränen die natürlichen Festungswälle, die kriegerisch verwendet wurden (Zürich, Bern), oft sind Burgen auf denselben errichtet worden (Schloß Wyden bei Andelfingen, Girsberg bei Stammheim, Regensburg am Katzensee). Manche Weiler und Dorfschaften siedelten sich auf den Moränen an zum Schutze vor Hochwasser. Bei Andelfingen, Bern, Mellingen usw. werden die Einengungen des Flusses durch Moränenwälle von den Eisenbahnen zu Flußübergängen benützt.

Zeitliche Äquivalenz der verschiedenen Jungmoränenwälle.

Penck und Brückner haben den Versuch gemacht, die zeitliche Parallelisierung der Endmoränenwälle von den äußersten aus dem Maximum der letzten Vergletscherung bis zu den historischen Moränen im Innern der Alpen durchzuführen. Sicherlich bedeutet jede große Endmoräne einen Stillstand des Gletscherendes während längerer Zeit, jede Strecke zwischen zwei Endmoränen eine Zeit des Rückzuges. Weil die Schwankungen im Gletscherstande klimatisch bedingt sind und das Klima nicht von einem engen Gebiete zum andern anders schwanken kann, so müssen die gleichen Stillstände und Rückzugszeiten jeweilen fast über das ganze Land verfolgt werden können.

Penck und Brückner bezeichnen einen Stillstand mit Endmoräne als ein „Stadium", einen neuen Vorstoß mit Moräne als „Schwankung" und unterscheiden nun, nach typischen Lokalitäten benannt, für die letzte Vergletscherung:

	Beispiel aus dem Zürichseetal
1. Maximum, äußerster Wallkranz	Moräne von Killwangen
2. Laufenschwankung	„ „ Schlieren
3. Innerer Moränenkranz	„ „ Zürich
4. Starker Rückzug, Aachenschwankung . . .	„ „ Wädenswil im See?
5. Bühlstadium	„ „ Hurden-Rapperswyl
6. Gschnitzstadium	„ „ Schwanden—Mitlödi?
7. Daunstadium	„ „ Oberblegi
8. Historische Gletschermaxima in den Jahren 1602, 1820, 1855.	

Für unsere Gebiete haben wir zwischen Nr. 2 und 3 wenigstens noch 3 Moränenzüge einzuschieben und in einzelnen Alpentälern weitere zwischen 5 und 8. Die Zuweisung verschiedener Moränen zum Bühlstadium und noch mehr zu den Stadien 6 und 7 trifft auf große Unsicherheiten. Nicht daß die Richtigkeit der ganzen Auffassung irgendwie in Frage stünde, nur ihre Durchführung bedarf noch systematischer Beobachtung und Zusammenstellung.

Wo eine Gesetzmäßigkeit im Stande der Endmoränenwälle in den verschiedenen Tälern sich zeigt, da muß auch eine solche für die Seitenmoränenwälle bestehen. Allein die Distanz der Seitenmoränen am Gehänge ist stets viel geringer als diejenige der Endmoränen, und talaufwärts treten sie einander immer näher, indem die größeren Gletscher schwächeres Gefälle hatten als die kleineren. Oft verschmelzen die Seitenmoränen aufwärts miteinander. In einer günstigen Seitenbucht oder auf breiter Randterrasse treten sie etwas weiter auseinander. Und noch

Zeitliche Aequivalenz der Endmoränen der letzten

Gletscher-gebiete	Maximalstand	Die ersten Rückzugs-moränen (oft in Esker aufgelöst) (Laufenschwankung)	Innerer Kranz der Jungmoränen Zürichstadium
	Nach bisherigen Autoren 1850 bis 1912		
Rheingletscher	Osterach		Wilhelmsdorf Altheim W. Stockach
	Engen	Thaingen – Biethingen	Arlen—Singen
	Engehof Neuhausen	Langewiesen – Feuerthalen	Stein—Diessenhofen Stammheim-Nußbaumen
	Jestetten	Marthalen	Andelfingen
	Rafz—Nack – Buchberg		
	Rorbas Tößtal	unter-Pfungen	Wiesendangen Aadorf—Elgg Wyl
Linthgletscher		Seen	
		Brütten—Lindau	Pfäffikon
		Balterswyl	Gfenn
	Glattfelden Station Stadel	Höri – Opfikon	
		Oberglatt	Dübendorf
	Schöfflisdorf Würenlos	Katzensee	
	Killwangen	Schlieren	Zürich—Schindellegi
Reußgletscher	Killwangen	Birmensdorf	Affoltern
	Mellingen	Stetten	Bremgarten
	Othmarsingen	Wohlen	Boswyl?
	Seon	Hallwyl	Unter-Baldeggersee
	Zetzwyl	Münster	
	Staffelbach		Sursee (Sempachersee)
	Dagmersellen		
	Schötz (Wauwil)	Großwangen	Ruswil
Aaregletscher	Herzogenbuchsee	Schönbühl	Bern – Rüfenacht
	Schwarzenegg		
	Lindau		
	Zäziwyl		6 konzentrische Wälle bis Muri—Allmendingen
	Arni		
	Walkringen		
	Gurten		
	Zimmerwald		
Rhonegletscher	Burgdorf	Bätterkinden	La Roche Hindelbank
	Bützberg Oberbipp	Wangen	Solothurn—Grenchen
	Oberdorf S-Rand des Jura (Nods, Fontanezier, Chasseron-Bullet, Ballaignes, Vaulion, Signal de Bougy)		
	St. Julien (unter Genf)		Nyon—Yvoire

Rückzug der Gletscherenden um ca. 30 Kilometer

Vergletscherung und ihrer Rückzugstadien.

Seen des inneren Moränenkranzes	Bühlstadium Moränen am Ausgang der Alpentäler		Gschnitzstadium	Daunstadium
(. . .) = erloschen	Vorwiegend nach Penck und Brückner			
(Ravensburgersee) (Weildorfersee) Ueberlingersee				
Zellersee Untersee Nußbaumersee	Dornbirn		Bonaduz auf Bergsturz	Segnessut
(Frauenfeldersee)	Landquart-Klus		Brigels Obersax	Giuf V. de Val } im Tavetsch
	Pfäffers			
Pfäffikersee			Moränen auf Bergsturz Schwanden	Richisau (Klöntal)
Greifensee				Wichlenmatt
Zürichsee	Hurden—Rapperswyl Tuggen—Schübelbach		Mitlödi Urnerboden	
(Maschwandersee)	Küsnacht Kriens		Meitschligen ob Amsteg	Obermatt im Fellital
Baldeggersee	Kehrsiten—Nase Kindlimord		Brunnital-Ausgang	Müllersmatt im Etzlital
Sempachersee	Morschach Allweg W Stans			Herrenrüti (Engelberg)
(Ehemaliger Thunersee bei Münsingen?)	Sigriswyl Steffisburg Thungschneit Münsingen Amsoldingen Strättligen Zweisimmen	Kontinuierlicher Rückzug bis in das Innere der Alpentäler	Kirchet ob Meiringen Ausgang Habkerntal Wilderswyl E Adelboden	Daubenseeende Engstligenalp
(Solothurnersee) Yvoire—Lemansee Genfersee	St. Maurice Monthey Aigle		S Sembrancher Liddes Chables Vex Niouc Visperterminen Grächen	Brieg-Thermen Fiesch Obergestelen

weiter bergwärts werden die Seitenmoränen immer unbestimmter, sie lösen sich in eine abnehmende Blockstreuung auf. Über der jeweiligen Schneelinie sind sie nicht mehr entwickelt.

Ein prachtvolles Beispiel für Konzentration und Dispersion zeigen die linken Seitenmoränen des Linthgletschers. Bei Schindellegi, wo sie zugleich das obere Sihltal stauen und ablenken, sind sie durch das Steilgehänge des Hoherhonen in einen mächtigen Wall konzentriert. Gleich unterhalb löst er sich über die durch die Molasserandflexur geschaffene Depression auseinander. Auf 10 km Breite zählt man jetzt 10 bis 14 Wälle (Wädenswil bis Gubel). Weiter talwärts im Profil von Horgen ist wieder Schaarung auf $1^1/_2$ km Breite und 3 bis 4 Wälle und weiter talwärts auf 2 prägnante Wälle — man kann sagen einen Doppelwall — eingetreten (Spezialkarte Nr. 15 der „Beiträge"). Sehr ähnlich gestaltet sich die Verbreiterung und Auflösung des linksseitigen Moränenwalles vom Thunersee westlich vom Kanderdurchstich von 1 km Breite auf 5 km zwischen Thierachern und Wattenwyl.

Ein sorgfältiges Verfolgen der einzelnen Endmoränenwälle in die Seitenmoränen kann zu einer wertvollen Bestimmung der zeitlichen Folge von Flußstauungen, Flußablenkungen, Talbildungen usw. führen. In günstigen Fällen sind zudem die Seitenmoränen oft besser erhalten als die durch ihre Lage im Talweg der Abschwemmung viel stärker ausgesetzten Endmoränen.

Im ganzen ergeben im schweizerischen Molasselande die Wallmoränen folgendes Bild (verglichen Tafel XI a):

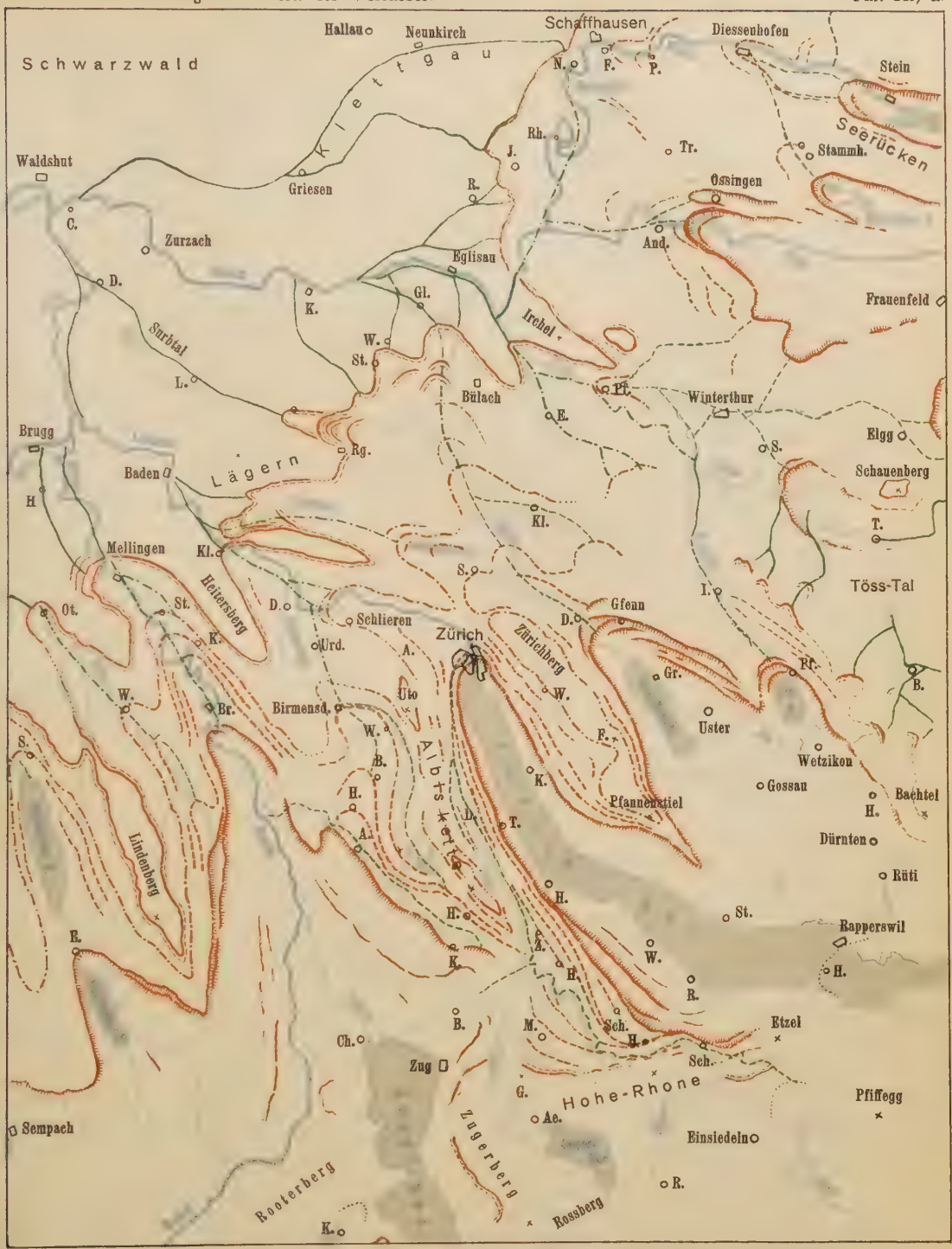
1. äußerste Moränenwälle der letzten Vergletscherung;
2. Moränenkranz des Stadiums von Schlieren bei Zürich;
3. wenigstens 3 einwärtsliegende Moränenkränze, die Stadien 3 a, 3 b, 3 c;
4. innerer Moränenkranz, Stadium von Zürich, ca. 12 bis 18 km talaufwärts vom äußersten.
5. Ohne Endmoränen ca. 30 km talaufwärts, dann Bühlmoräne.

Außerhalb der Moränen Nr. 1 folgt das Gebiet der zusammenhängenden Terrassen des Niederterrassenschotters. Zwischen den Moränen Nr. 1 bis 4 finden sich nur kleinere Teilfelder von Rückzugsschottern, innerhalb der Moränen Nr. 4 (Zürich) ist die Moränendecke sehr spärlich. Der Molassefels liegt meistens direkt an der Oberfläche, und Seen füllen die Täler. Wir müssen etwa 30 km talaufwärts gehen, bis wir wieder eine Moräne — diejenige des Bühlstadiums — finden!

Vom Zürcherstadium bis zum Bühlstadium muß der Rückzug der Gletscher relativ sehr rasch stattgefunden haben; denn in diesem Zwischengebiete ist die Moränenstreuung so gering und sind zugleich die übertieften Talstücke oft nicht gefüllt, wie zwischen 1 und 4, sondern Seen geblieben. Das Bild dieser Seebildung zwischen Zürcher- und Bühlstadium wird besonders auffällig, wenn man zu den noch vorhandenen auch die erloschenen, seither ausgefüllten Seen hinzunimmt.

Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick der Jungmoränenfolge für unser Land. Das einheitliche Verhalten in den Rückzugsstadien bei den mehr und mehr unabhängig voneinander gewordenen einzelnen Gletscherzungen, in die sich die gesamte Eisflut auflöste, wird daraus sehr deutlich. Verglichen ferner Tafel XI.

Eine sehr schöne Untersuchung über den Zusammenhang und die Zeitfolge von Endmoränen und Seitenmoränen hat Aeberhardt für die Umgebung von



Die Randmoränen der letzten Vergletscherung in der Umgebung von Zürich
(vorherrschend nach J. Hug gezeichnet)

Randmoränen des Maximums und zugehörige Abflüsse der Gletscherzungen :
Randmoränen des Schlieren-Stadium und zugehörige Abflüsse der »
Randmoränen der Zwischenstadien und zugehörige Abflüsse » »
Randmoränen des Zürich-Stadium und zugehörige Abflüsse » »

Masstab 1 : 375 000 jetzige Gewässer :

Alb. Heim, Geologie der Schweiz
Verlag v. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung von ihrem Maximum bis zum Bühlstadium in der Umgebung von Zürich. Nach J. Hug. (Hierzu Tafel XI a)

NE Zürich SW

Gebiete des Erratikums	1 Maximalstand, äußerste Moränen		2 Schlierenstadium			3 Zwischenstadium 3a		3 Zwischenstadium 3b		3 Zwischenstadium 3c		4 Zürichstadium		5 Bühlstadium
	Endmoräne / *Seitenmoräne*	Stirnabfluß / *Flankenabfluß*	Abgestorben † / *†*	Endmoräne / *Seitenmoräne*	Stirnabfluß / *Flankenabfluß*	† Endmoräne / *† Seitenmoräne*	Stirnabfluß / *Flankenabfluß*	† Endmoräne / *† Seitenmoräne*	Stirnabfluß / *Flankenabfluß*	† Endmoräne / *† Seitenmoräne*	Stirnabfluß / *Flankenabfluß*	† Endmoräne / *† Seitenmoräne*	Stirnabfluß / *Flankenabfluß*	† Endmoräne / *† Seitenmoräne*
Rheingebiet	Neuhausen	Enge – Klettgau	†	Thäingen	Fulachtal	Gottmadingen	Fulachtal	Ramsen—Singen	Fulachtal	†			Arlen (Zellersee-arm)	Ramsen—Rhein	†	
	Jestetten	Wangental—Griesen	†		Rheinlauf NS von Schaffhausen—Irchel								Stein	Rheintal Etzwylertal	†	
	Nack	Rafzerfeld, 3 Abflüsse	†	Feuerthalen		Langwiesen	Rheintal	Diessenhofen	Rheintal	Reichlingen Stammheim, Girsberg	Rheintal Stammheimertal		Nußbaumen	Stammheimertal—Diessenhofen	†	
	Berg—Rüdlingen N Irchel	Rhein zwischen Buchberg und Irchel											Ossingen Andelfingen	Thur Thur		
	Rorbas	Unteres Tößtal		Pfungen	Unteres Tößtal								Seuzach Wiesendangen Aadorf	Neftenbach—Töß Winterthur—Töß Elggertal—Winterthur—Töß	† † †	
													Kollbrunn—Lidberg S Seen bei Winterthur	Seen—Winterthur—Töß	†	
Linthgebiet	*Agasul, Rumikon, Russikon, Hittnau, Bäretswil, Gibswil*	*Töß tal*	†													
	Glattfelden	Glattal Nach Eglisau	†	Oberwyl—Brütten	Embrachertal	†										
	Windlach	Windlachertal	†	Oberglatt	Glattal		Dietliken—Baltenswyl	† Verwischt	Tal von Kloten		Verwischt		Pfäffikon	Kempttal	†	
	Bachs	Bachs—Fisibach	†				Oerlikon—Glattbrugg	Dübendorf	Glattal				Fällanden—Gfenn	Glattal, Oberlauf	†	
	Oberweningen	Surbtal	†	Katzensee	Furttal—Würenlos	†										
				Witikon—Zumikon									*Zollikon—Itschnach—Pfannenstiel*			
	Würenlos Killwangen	Limmattal		Schlieren	Limmattal		Altstetten—Höngg	Zürich—Wiedikon	Limmattal		Zürich, Brunau	Limmattal	Zürich innerer Wall (alte Stadt)	Limmattal		Hurden, Rapperswyl, Zürichsee
				E Albishöhe			*Langnau—Wildpark*	*Langnauertälchen*	*Sihltal beginnt*	† *Zimmerberg—Hirzel*	*Spitzen*	*Sihltal*	*Schindellegi, Horgeregg, Wollishofen*	*Sihltal*		*Sihltal*
Reußgebiet							*Wettschwyl—Aegst*	*Oberes Räppischtal beginnt*	*Oberes Räppischtal*	†	*Affoltern, Lilienberg, Hausen, Albisbrunn*		*Ob Mettmenstetten—Rifferswil*	*Oberes Jonentälchen bis unteres*	†	
	Killwangen			*Künten, Berikon* Unterh. Birmensdorf (Kt. Zürich)	Urdorf—Dietikon—Limmat	†	Oberh. Birmensdorf—Wettschwyl	Unteres neues Räppischtal	Bonstetten	Bonstettermoos—Unteres Räppischtal	† Hedingen	Unteres Jonentälchen	Zwillikon	Unteres Jonentälchen	†	
	Mellingen Othmarsingen Seon usw.	Reußtal Hausen—Brugg	†	Stetten Wohlen Seengen	Reußtal		Künten	Reußtal	Sulz—Eggenwyl	Reußtal	Bremgarten	Reußtal	Ob Bremgarten—Hermetswil Ermensee, Baldeggersee	Reußtal		

† = Abgestorben in der Zwischenzeit vom vorangegangenen zum nachfolgenden Stadium.

Die aufrechte Schrift bezieht sich auf Endmoränen und Abflüsse in den zugehörigen Talwegen, die schiefe Schrift auf Seitenmoränen und Flankenabflüsse.

Tabelle zu Heim, Geologie der Schweiz.

Verlag v. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Bern, leider mit nur unzureichender kartographischer Darstellung, geliefert (Eclogae 1912 S. 752). Baltzer hatte zwischen den äußersten Moränen von Bern und dem inneren Kranze 6 Rückzugsetappen des Gletschers gefunden. Aeberhardt konnte deren 5 auf größere Distanzen verfolgen. Er unterscheidet:

1. Größte Ausdehnung, verwachsen mit dem Rhonegletscher, endigend mit dem Moränenbogen Wiedlisbach—Ober-Bipp—Herzogenbuchsee. Seitenmoränen NE: Bützberg 490 m, N Winigen 629 m, N Burgdorf 637 m, Grauholz, Wattenwyl 825 m, Linden 923 m, Nüschen über Ober-Bleiken 1010 m, Enzenbühl—Goldiwyl ob Thun 1050 m. SW: Englisberg, über Hermiswyl 971, Rueggisberg 950, Plötschweid 968, über Wattenwyl 1046 m.
2. Erste Rückzugs-Endmoräne Schönbühl N Bern,
3. Zweite „ Bern Schanze,
4. Dritte „ Rüfenacht,
5. Vierte „ Bassin Amsoldingen.

Die entsprechenden 5 Seitenmoränen sind beiderseits zu verfolgen. Unten stehen sie weiter voneinander ab, nach oben treten sie enge zusammen. Manche Seitenbäche haben hinter den Seitenmoränen Alluvionen in Stauseen erzeugt. Bei der Sulg finden sich alle 5 Barriere-Alluvionen erhalten.

Das obige Manuskript war schon 1912 abgeschlossen und Tafel XI gedruckt, als J. Hug mit einer sehr schönen Arbeit über die Jungmoränen in den Umgebungen von Zürich vor die Zürch. naturf. Ges. trat. Er hat den Zusammenhang der Seitenmoränen mit den Endmoränen in allen Wällen verfolgt. Seine Resultate sind hier in Tafel XIa und S. 260 in einer Tabelle zusammengestellt, welche den Zusammenhang der Moränen und zugleich auch noch die Geschichte der Abflußrinnen der sich zurückziehenden Gletscher für Zürichs Umgebung viel vollständiger darstellt, als es vorher möglich war.

Gewiß würde ein ähnliches Bild sich herstellen lassen für die Umgebung von Solothurn und noch andere Orte. Gute Darstellung in Karten ist besonders wünschenswert. Bereits liefert die neue Auflage 1914 1 : 100000 Bl. VIII („Beiträge") ein herrliches Bild über die Verteilung der Wallmoränen in einem Teil des Molasselandes.

3. Drumlin, Åsar und Esker.

Allgemeine Erscheinung, Arten, Drumlinlandschaften der Schweiz.

Hauptliteratur:

Früh, Drumlinlandschaft, Jahresber. St. Gall. naturwiss. Ges. 1896.

J. Hug, Karte der Umgebung von Andelfingen, Spezialkarte Nr. 34 der „Beiträge".

Hermine Bodenburg-Hellmund, Drumlinlandschaft zwischen Pfäffiker- und Greifensee, mit Karte 1 : 25000, Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges., Zürch 1909.

Chr. Falkner, Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf, mit Karte 1 : 100000, Jahresber. St. Gall. naturw. Ges., 1910.

Ferner mehr Vereinzeltes in Arbeiten von Baltzer (z. B. Der diluviale Aaregletscher, „Beiträge" Bd. XXX und Eclogae 1899).

Nicht zu den eigentlichen Wallmoränen zu rechnen, aber das Bild der Moränenhügellandschaften doch wesentlich ergänzend, treten wie in Amerika auch bei uns

schwarmweise die Drumlin auf. Sie sind alle kleine, mehr oder weniger prägnante längliche Hügel. Die Längsrichtung liegt aber im Gegensatz zu den Randmoränen in der Strömungsrichtung des Eises fächerartig radial gegen die End- und Randmoränen, nur den Seitenmoränen mehr oder weniger parallel. Die echten Drumlin sind stets längsgestreckt in der gleichen Richtung wie die Schrammen auf dem Fels laufen. Sie sind in der Regel $1^1/_2$, 2 bis 4, seltener 10mal so lang als breit, 100 m bis 1 km lang, einige bis zu 10 m, selbst 30 m hoch. Ihr Rücken ist rund, nie kantig wie so oft bei den End- und Seitenmoränen; die Zwischenräume sind oft torfige Sumpfbecken. Alle bis jetzt in der Schweiz bekannt gewordenen Drumlin liegen innerhalb der äußersten Moränen der letzten Vergletscherung. Sie bilden oft großen Formenkontrast mit der umliegenden, nicht mit Drumlin besetzten Landschaft, und sie treten fast immer schwarmweise, in fluidaler Anordnung auf einzelne Gebiete beschränkt, auf. Die große Mehrzahl der Drumlin bestehen aus Grundmoränenmaterial. Manche haben einen Ansatzpunkt aus Fels, andere zahlreichere nicht. Drumlinschwärme fehlen den Hauptalfurchen, in welchen die größte Gletschergeschwindigkeit anzunehmen ist. Sie liegen mehr auf Flächen von Gegengefälle, auf Terrassen oder zwischen Teilarmen und in Ausläuferzungenbecken, also in Gebieten abnehmender Eisgeschwindigkeit.

Wer Drumlinlandschaften studiert hat, wird sofort mit Früh darin übereinstimmen, daß es sich hier in der weitaus vorherrschenden Zahl der Fälle um eine akkumulatorische Gletscherwirkung unter dem an Stoßkraft abnehmenden Eise handelt, nicht um eine spätere Erosionswirkung, weder eine solche durch Wasser noch durch Eis. Die Drumlin sind den Kiesbänken des Flusses zu vergleichen. Hie und da aber entstehen auch Drumlinformen dadurch, daß der Gletscher über eine Randmoräne oder Grundmoräne, oder eine fluvioglaziale Kiesfläche wieder vorrückt und sie so durchkämmt und durchpflügt, daß die festesten Partien als longitudinale Hügelchen zurückbleiben. Man hat die durch Eiserosion gebildeten drumlinartigen Formen Esker genannt. Auch Rundhöcker aus Fels kann man hierzu rechnen. Das Maßgebende am Drumlin ist der Hügel, der als solcher aufgeschüttet worden ist. Das Maßgebende am Esker dagegen sind die seitlichen Austiefungen, die einen Hügel herauspräpariert haben.

Wir gelangen auf Grundlage der Beobachtungen im schweizerischen Mittellande zu folgender Einteilung der kleinen, länglichen, in der Bewegungsrichtung des Eises gestreckten Hügel, die zuerst alle den Namen „Drumlin“ erhalten hatten:

A. Durch glaziale **Akkumulation** geformte Hügel: Drumlin.

1. Echte Drumlin, aus Grundmoräne gebildet.
   a) Nur aus Grundmoräne,
   b) mit einem älteren festen Kern als Stützpunkt.
2. Kiesdrumlin, Krypto—Åsar, Kames, fluvioglazial unter dem Gletscher in Eishöhlengängen abgelagert.
3. Obermoränendrumlin, meistens deponierte lokale Anhäufungen von Mittelmoränen (manchmal transportierte Bergstürze).

B. Durch glaziale **Erosion** geformte Hügel: Esker.

1. Aus durch den aufs neue darüber vorrückenden Gletscher verpflügten und gekämmten Randmoränen gebildet, in ihrer Schaarung der Form der ehemaligen Randmoräne entsprechend.
   a) Endmoränen-Esker,
   b) Seitenmoränen-Esker,
   c) eventuell auch Grundmoränen-Esker?
2. Aus fluvioglazialen Kiesen ausgepflügt, Kiesesker.
3. Felsschliffrelikte — glaziale Felsrundhöcker.

Ich gebe hier beiläufig diese Übersicht, weil wir in der Literatur viele Verwirrung und oft keine klaren Definitionen finden und der eine von Felsdrumlin, der andere von Grundmoränenkames usw. spricht. Die Längshügelchen vom Typus A 1, die echten Drumlin, sind im schweizerischen Mittellande zu vielen Hunderten ausgebildet, alle anderen Typen aber sind nur spärlich vertreten.

Drumlinlandschaften der Schweiz (vgl. Tafel XI).

Rheingletschergebiet.

Die prachtvollsten Fächer, aus Hunderten von Drumlin gebildet, finden sich außerhalb der Schweiz auf der Nordseite des Bodensees. Südlich des Bodensees strahlen mehrere Fächer von Drumlin gegen S und SW aus, so einer über das Plateau zwischen Steinach und Sitter im Gebiete Mörschwil—Wittenbach, ein folgender südlich Bischofszell bis Gossau und Wil. Ein westlicherer erstreckt sich über Affeltrangen bis Sirnach—Aadorf. Die Karte dieser Drumlinlandschaft von C. Falkner notiert in dieser Region ca. 300 Drumlin und dazwischen, ganz gleich mit denselben fließend angeordnet, ca. 35 Felsesker (längliche Rundhöckerhügel). Den gleichen südlichen Lappen des Bodenseegletschers gehören die Drumlinschwärme nördlich Bischofszell bei Zihlschlacht an.

Weitere Drumlinschwärme liegen bei Hugelshofen nördlich Weinfelden, Wigoltingen—Pfyn, Kefiken. J. Hug hat zwischen dem äußersten und dem inneren Kranz der Endmoränen der letzten Vergletscherung in der Umgebung von Andelfingen viele Drumlin kartiert. Er zählt zwischen Benken und Hettlingen deren 110 bis 120. Die große Mehrzahl sind Akkumulationsdrumlin aus Grundmoräne; einige bestehen aus Kies und einige aus Obermoräne (vielleicht zu den Esker zu stellen).

Im Rheinerratikum, wie auch in demjenigen der Linth und Reuß sind Moränenesker häufig in der Region zwischen dem äußersten und dem inneren Moränenkranz, was auf Gletscherstandsschwankungen schließen läßt, übereinstimmend mit Pencks „Aachenschwankung".

Åsar. Das Rheingletschergebiet hat einige richtige Åsar. Baltzer beschreibt solche aus dem Bodenseegebiet: longitudinale Hügelzüge aus antiklinal geschichtetem, fluvioglazial-alpinem Kies. Hug hat ein sehr schönes solches Ås bei Trüllikon (Kt. Zürich N Andelfingen), das leider durch Kiesausbeute bald abgetragen sein wird, und ein anderes am Hauensee bei Ossingen entdeckt. Im Vergleich zu den skandinavischen Vorkommnissen verdienen diese fluvioglazialen Akkumulationen, im Eistunnel unter dem Gletscher entstanden, allerdings nur die Bezeichnung Krypto-Åsar.

Gebiet des vereinigten Rhein-Linth-Gletschers.

Drumlinschwarm bei Effretikon—Lindau, bei Illnau—Pfäffikon, Plateau von Dietlikon bis Kloten (alle Kt. Zürich). Zwischen Pfäffikonersee und Greifensee „schönste Drumlinlandschaft der Schweiz" (Fig. 44). Über 150 Drumlin von 150 bis 1000 m Länge, 2 bis 22 m Höhe. In Altstetten, Höngg und Oberglatt gibt es, wie bei Marthalen, Esker, welche aus den Endmoränen zwischen der äußersten und dem inneren Kranz der Endmoränen hervorgegangen sind (J. Hug).

Reußgletschergebiet.

Umgebung Mettmenstetten nördlich Zugersee ca. 40 Drumlin, darunter diejenigen von Schloß und Kirche Cham.

Umgebung Dietwil westlich Zugersee und Reuß ca. 10 Drumlin.

Umgebung Eschenbach südlich Baldeggersee ca. 30 Drumlin.

Die beiden letzteren Gruppen liegen symmetrisch beiderseits vom Südende des Lindenberges, während der Gletscher dazwischen, am Lindenberg selbst, der ihn zur Teilung zwang, nichts abgelagert, sondern die Molasse kahl angeschürft hat. Die Moränenhügelchen sind vielleicht nicht alle echte Drumlin; manche reihen sich hintereinander wie Stücke einer Längsmoräne. In dem vom Diluvium freien Molasselande beiderseits der unteren Lorze (Zugersee bis Frauental) kommen Molasseesker (Molasserundhöcker) vor.

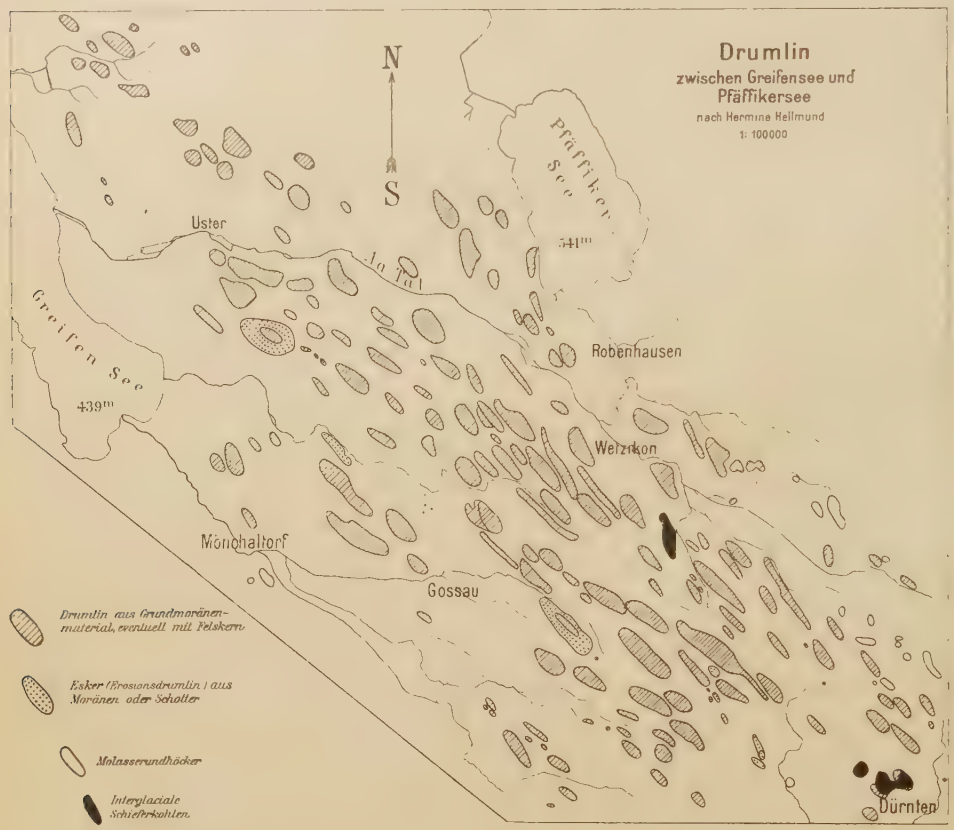


Fig. 44.

Aaregletschergebiet.

Eine ganz zweifellose Drumlinlandschaft scheint im Aaregebiet nicht vorhanden zu sein. In der Umgebung von Bolligen östlich Bern gibt es drumlinartige Hügel.

Rhonegletschergebiet.

Gegend nördlich Grandson und bei Grenchen?

Gegenden Cossonay—Orbe—Echallens—Arnex mit Längsrichtung NNE—SSW.

Gegend Cully—Chexbres mit EW-Richtung, Plateau du Trouchet südlich von Aubonne.

Unter diesen meistens aus Grundmoräne bestehenden Drumlin finden sich auch manche Molasserundhöcker, die nur mehr oder weniger mit Moräne überkleistert sind (Baltzer, Eclogae VI). Das Rhonegletschergebiet hat wohl noch mehr Drumlinlandschaften, es ist aber darauf hin noch nicht systematisch durchsucht.

Aeberhardt beschreibt aus der Gegend zwischen Jura und Genfersee nordwestlich Nyon Kieshügel, die er Kames nennt und die wir nach seiner Beschreibung als fluvioglaziale Drumlin bezeichnen würden. In unserem Lande sind åsarartige Bildungen stets nur kurz und lokal beschränkt. Weil unser Land nicht unter Meerniveau vergletschert gelegen hat, konnten sich die Eistunnel in denen sich die Åsar absetzten, niemals so entwickeln wie in Skandinavien und Rußland. Man mag diese Krypto-Åsar Kames nennen, welchen Ausdruck die schottischen und irländischen Geologen dem dortigen Idiom entnommen haben.

V. Diluviale Schotter.

Allgemeines.

Literatur:

Du Pasquier, Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. „Beiträge", neue Folge, Lfg. 1, 1891, außerdem die Arbeiten von Gutzwiller, Penck und Brückner usw.

Geschichtete Ablagerungen gewaschener alpiner Gerölle, echte Flußabsätze, finden sich unterhalb der großen Seebecken und auch hoch über den jetzigen Talböden, sogar auf den Rücken mancher Molasseberge an Orten, wohin jetzt kein alpines Gerölle mehr gelangen kann. Die Gesteine dieser Flußablagerungen sind völlig oder vorherrschend die gleichen, wie die Erratika des Gebietes. Nur in den Zeiten vor der Seebildung oder während die Gletscher die Seebecken bedeckten und überbrückten, konnten die alpinen Gerölle unterhalb der Seen gelangen. Manchmal verrät sich die Nähe des Gletschers zur Bildungszeit dieser Geröllager sehr deutlich: Die Geschiebe gleicher Herkunft sind oft sehr ungleich stark gerundet. Geschiebe mit Schrammenresten sind gelegentlich eingestreut. Hie und da liegen auch größere Blöcke in diesen Kiesen, hie und da Nester oder Lager feinen Tones, oder eigentlicher Moräne ganz im Schotter eingeschlossen. Besonders wichtig ist die lokale Verbindung mit Moränen in der Art, daß man Übergänge von Moränen durch verschwemmte Moränen („Übergangskegel") in die Schotterlager findet. Solche Mischungen, gegenseitiges Sichfortsetzen und Ablösen in horizontaler wie in vertikaler Richtung, sind häufig zu beobachten. Die Wechsellagerungen von Kies (Schotter) und Moränen entsprechen Schwankungen im Gletscherstande, die sich bald in ganz geringen, bald in großen Zeiträumen vollzogen. Sehr oft sind Moränen und Schotter nur die örtlich wechselnden Fazies aus derselben Eiszeit. Gletscherbäche, Gletscherflüsse müssen also in der Hauptsache während der Eiszeiten diese Schotter abgelagert haben. Sie werden deshalb zum Unterschiede der alluvialen Flußkiese als fluvioglaziale Schotter bezeichnet. Die Unterscheidung zwischen fluvioglazialen Schottern und nicht glazialen diluvialen Schottern, wie sie die Interglazialzeiten geliefert haben können, ist nicht immer scharf. Mit Gletschervorstoß oder Rückzug gehen sie ineinander über. Je mehr die diluvialen Schotter erforscht worden sind (Arn. Escher, Alex. Wettstein, Gutzwiller, Du Pasquier, Alb. Heim, Aeppli, Penck und Brückner, F. Mühlberg, Baltzer, Aeberhardt, Osk. Frey, R. Frei, J. Hug usw.), desto klarer zeigten sich die Beziehungen von vielen derselben zu den Vergletscherungen.

Unter unseren diluvialen Schotterablagerungen sind zu unterscheiden:

1. Lokale Vorkommnisse in verschiedenen Niveaux ohne oder doch ohne erkennbaren Zusammenhang untereinander.

2. Ausgedehnte, weithin zu verfolgende, zusammenhängende oder leicht zusammenzuordnende Schotterterrassen.

Die ersteren sind hauptsächlich im inneren Gebiete der Grund- und Wallmoränen vorhanden. Die regelmäßigen, gesetzmäßigen diluvialen Schotterterrassen finden sich in der Hauptsache erst außerhalb (talabwärts) der wichtigsten Stadien der letzten Vergletscherung. Sie sind also die Außenablagerungen der Gletscher, die durch die Gletscherflüsse gleichzeitig mit den Moränen entstanden sind. Sie sind das durch Schlemmung und Rollen umgearbeitete Moränenmaterial. In den vom Eise selbst eingenommenen Flächen konnten sich ausgedehnte Kiesterrassen während der Eiszeiten selbst nicht bilden.

1. Lokale fluvioglaziale Ablagerungen.

Viele der bisher als lokal betrachteten Schottervorkommnisse werden unter dieser Rubrik bleiben; für andere wird es in Zukunft vielleicht gelingen, sie als abgetrennte Stücke einem der großen Schottersysteme zeitlich zuzuweisen.

Nach der Art der Bildung sind zu unterscheiden:

a) Ablagerungen aus dem fließenden Wasser. Diese sind flach geschichtet, die flachen Steine dachziegelig geordnet. Sie bestehen aus Kies und Sand ohne Schlammeinlagerungen, und sind nach der Art der Entstehung den großen Fluvioglazialterrassen ähnlich, nur durch lokale und zeitliche Verhältnisse in ihrer Ausdehnung beschränkt. Sie erscheinen meistens als Ausfüllungen alter Tälchen und führen in ihren Tiefen oft sehr schönes Grundwasser.

b) Schotter von Gletscherbächen in stehendes Wasser geworfen. Solche bestehen ebenfalls aus Kies und Sand, hie und da mit Toneinlagerungen; sie haben unter dem Niveau des ehemaligen stehenden Wassers schiefe Deltaschichtung, darüber flache Übergußschichtung angenommen. Viele derselben sind dadurch entstanden, daß ein Gletscher den Fluß eines Seitentales zeitweise zum See gestaut hatte. Die Höhe zwischen den flachen und den unteren schiefen Schichten bezeichnet das Stauniveau des verschwundenen Glazialsees. Zu dem aus dem Delta im Niveau rekonstruierten See fehlt jetzt das eine Ufer, es war Eis. Die Zahl solcher Ablagerungen ist sehr groß. Viele derselben, in den innermoränischen kiesarmen Gegenden gelegen, verschwinden allmählich durch Kiesausbeute.

c) Ablagerungen aus stehendem Gletscherbachwasser. Mündet der Gletscherbach in ein zeitweises Wasserbecken, das groß genug ist, um sein Wasser zur relativen Ruhe gelangen zu lassen, so kann sich darin außerhalb des Deltas der feine Schlamm absetzen, der aus den Grundmoränen stammt und an welchem die Gletscherbäche so reich sind. So können sehr mächtige, vollständig homogene oder auch fein geschichtete, den Bändertonen gleiche, von Kies, manchmal sogar von Sand freie Tonlager, „Glazialtone“, „argiles glaciaires“ sich bilden. Wir können sie glazial-lacustre oder lacustroglaziale Absätze nennen.

Die große Mehrzahl der erhaltenen lokalen Bildungen dieser Art stammen aus der letzten Rückzugszeit der Gletscher; ältere sind selten erhalten geblieben.

Beispiele diluvialer Kiese und Sande, nach 1a und b gebildet.

Gebiet des Rhein-Erratikum:

Schotter bei Summapunt über der Viamala 1922 m.

Sils im Domleschg, an der Mündung der Albula am Ausgang des Schynpasses in das Domleschg, einstiges Niveau des Glazialsees 780 bis 785 m, Stauung durch den Hinterrheingletscher. Delta ganz aus Albulageröllen, 108 bis 113 m über dem Talboden des Domleschg, oben vollständig flach. Schichtung oben flach, darunter steil. Durch den Bau des Albulawerkes fast aufgezehrt. Bei Katzis und Realta finden sich terrassenförmige Reste ähnlicher Bildungen (Heim).

Ilanz (St. Martin), Delta in diluvialem Bergsturzsee (Heim).

Unteres Prättigau, enorm hohe Kiesterrassen bis 150 m über dem Talboden, zum Teil mit Moränen verbunden. Wahrscheinlich bedingt durch Verschluß der Klus, der jetzige Flußlauf stellenweise epigenetisch geworden. Nähere Untersuchung fehlt.

Steinachtobel 30 m über dem Bodensee, Delta unter Moränen. Bleiche E Trogen, nach E fallende Kiesschichten mit horizontaler Decke, gefüllter, vom Gletscher in das Nebental gestauter See (Früh). W von St. Gallen gestaut von Endmoränen in ca. 690 m, E von St. Gallen bei Neudorf in ca. 680 m in lokalen kleinen Stauseen gebildet (Falkner und Ludwig). Mehrere Kieslager bei Roggwil, Amriswil, Muolen, manchmal mit Grundmoräne bedeckt. Umgebung von Niederbüren bei Bischofszell, mehrere Delta in 525 m, 560 m und 570 m Höhe, ebenso bei Stolzenberg, Zuzwil, Zuckerriet, abgelagert in einem gegen Bischofszell zurückweichenden Stausee des Rheingletschers. Etwas anders liegen die Schotter bei Hauptwil.

Oberutzwil auf der Egg, Delta zur Nagelfluh verkittet. Münchwilen—Sirnach, Delta hinter der Endmoräne der Münchwilerzunge des Bodenseegletschers, 560 m Stauniveau.

Unterhalb Mosnang im Toggenburg, Delta im vom Säntisgletscher gestauten Gonzenbachtal (Gutzwiller).

„Frauenfeldersee“ im Thurtal, gestaut durch die Endmoränen von Ossingen—Andelfingen hinauf bis Märstetten, Größe ungefähr wie der Zugersee, Zeit nach Rückzug vom inneren Moränenkranz zum Bühlstadium und länger, entsprach Bodensee, Zürichsee, Greifensee; Seeniveau 404 m. Darin ausgezeichnetes Delta der Murg N Frauenfeld mit schön schief geschichteten Kiesen (Früh, Mitteil. Thurg. naturf. Ges., Heft 17, 1906).

Auf der Enge W Schaffhausen Deltaschotter auf jüngerem Deckenschotter. Delta an Bahnlinie Dachsen—Marthalen, Stauung durch äußere Moränen (J. Hug).

Rhein-Linth-Erratikum.

Linthtal: Deltaschotter Matt bei Niedfurn und Bühl bei Schwanden in einen Stausee hinter dem interglazialen Bergsturz vom Glärnisch—Guppen, überstreut mit erratischen Blöcken und Moränen (Alb. Heim, Oberholzer).

Hurden—Pfäffikon, ausgezeichnete Deltaschichtung in ausgedehnten Kiesgruben entblößt. Abschwemmdelta der Moränen-Landzunge von Hurden, Seeniveau damals 415 und 420 m (Niveau der Übergußschichten über den schiefen). Zur gleichen Fluvioglazialbildung gehören die Delta bei Freienbach, Mühlbach, Jona 425 m, alle mit Kiesschichtung gegen den Zürichsee fallend, und E Rapperswil 415 m mit 30° südlich fallenden Schichten. Diese Deltas rückten während des Bühlstadiums vom Gletscherausfluß in den damals zuerst 425 m hohen, dann allmählich auf 415 m sinkenden Zürichsee vor (Herbordt). Die jetzige Höhe des Zürichsees von 409 m über Meer hat sich seit der Pfahlbauzeit nicht mehr geändert.

Etwas weiter oben im Gasterland liegt Reichenbach auf einem diluvialen Delta, dessen Oberfläche 426 m sich um etwa 7 m über die jüngere Talalluvion erhebt. Schöne Deltastruktur an der Bahn in Kiesgruben aufgeschlossen.

Rüti—Tann bei Rapperswil. Ausgedehntes, sehr schönes Kiesdelta der Jona in einem Stausee des im Rückzug begriffenen Linthgletschers abgelagert; Alter zwischen innerem Moränen-

kranz und Bühlstadium. Der Eisrücken über dem Zürichsee war damals noch 135 m höher als der jetzige Zürichsee. Stauniveau ca. 545 m, Deltaoberfläche 550 bis 552 m. Zahlreiche Quellen entspringen dem Kies (Brunnen von Tann und Rüti). Die Jona hat jetzt ihr altes Delta entzweigeschnitten und sich in die unterliegende Molasse 50 m tief unter ihre damalige Akkumulationsoberfläche eingegraben (Alb. Heim).

Bäretschwil („Schürli") auf der Wasserscheide zwischen Glattal und Töfstal, ausgeprägte Deltafläche in 700 bis 710 m Höhe, in Kiesgruben schöne Deltaschichtung, große Quellen daraus hervorsprudelnd unten in dem jungen Kemptbachtobel (Alb. Heim). Baltenswil—Brüttisellen im Glattal, quellführender deltageschichteter Schotter, gestaut zwischen äußerer und innerer Endmoräne (J. Hug).

Im Seitengebiet der Sihl sind zu nennen: Katzenstrick bei Einsiedeln, Sernifit-führende Schotter in 960 bis 1020 m Höhe (R. Frei). Bennau bei Biberbrugg, Plateau von 880 m aus 20 m mächtigem Schotter des letzten Gletscherrückzuges (Alb. Heim); Meinradsbrunnen ob Schindellegi (Aeppli).

Bächau, Halbinsel im Zürichsee. Kies und Sand mit 10 bis 12° gegen den See fallender Schichtung (Delta eines höheren Seestandes), stellenweise verknüpft mit Moräne, wahrscheinlich entstanden während Rückzug älter als Bühlstadium. Au im Zürichsee, Deltaschichtung einer in den Zürichsee als Halbinselberg 47 m hoch vorragenden, verkitteten Kiesmasse; darauf erratische Blöcke. Alter wahrscheinlich entsprechend Hochterrasse (interglazialer Stausee?). Reitbach bei Wädenswil, Staudelta eines Seitenbaches des Zürichsee, Moräneneinlagerung im Kies. Küßnachtertobel (bei Küßnacht am Zürichsee): Ein altes, durch Moräne und Kies (Hochterrassenschotter?) gefülltes Tal wird vom neuen Tobel quer geschnitten; der eingefüllte Tallauf liefert die prachtvollen Quellen zur Wasserversorgung von Küßnacht (Alb. Heim und Alex. Wettstein).

Reuß-Erratikum.

Diluviale(?) Kiesterrassen im unteren Schächental, 770 m (W. Staub).

Altes Delta der Muotta bei Ibach, Kiesschichten über 20° geneigt, stellenweise verkittet. Schiefe Schichten bis 491 m hinauf zu sehen, oben zwei Terrassenflächen, die obere große Terrasse bei 507 m, das ist 70 m über dem jetzigen Vierwaldstättersee. Erratische Blöcke auf der Terrasse, Delta wahrscheinlich interglazial (Du Pasquier), Bühlstadium nach Brückner. Gegen das Haupttal offen ohne Ufer, nichts Entsprechendes an anderen Stellen der Talgehänge, dagegen:

Von Beckenried bis Stans Terrassenlandschaft beiderseits der Mündung des Engelbergeraatales. Schiefe Kiese mit flacher Übergußschichtung bis 509 m zu beobachten, bei 516 m Moräne auf dem Delta. Bildung durch Gletscherstau schwierig zu denken, eher durch allgemeines höheres Niveau des Vierwaldstättersees (Du Pasquier).

Küßnacht am Vierwaldstättersee, Staudelta mit schief gegen den Abhang der Rigi einfallenden Schichten, Stauniveau 475 m, Ablagerung im toten Winkel zwischen zwei Gletscherarmen.

Littau bei Luzern. Große ausgezeichnete Deltabildung, abgeschwemmt von Moräne, aufliegend auf älterem Schotter (Hochterrasse) und Molasse, Deltafläche bei 520 m, das ist 60 m über dem Emmentalboden. Ausgeprägte, 20 bis 30° schiefe Schichtung und bei ca. 518 m flache Übergußschichtung in den zahlreichen Kiesgruben zu sehen. Mit Moräne bedeckt, geschrammte Geschiebe auch im Delta. Stauung durch Gletscher des Bühlstadiums? Starke Ausbeute. Ähnliches Kiesdelta am Renggbach bei 540 m und bei Kriens, letzteres wahrscheinlich von Hochterrassenalter.

Um den Aegerisee herum hat Roman Frei diluviale Deltaschotter bei 17 bis 20 m über dem jetzigen Seespiegel und in einer tieferen Stufe 10 m über dem See gefunden. Ältere Schuttkegel sind zerschnitten, und jüngere wachsen aus den Einschnitten hervor. Alter Seeschlamm liegt bis 12 m über dem See. Westlich Unteraegeri gibt es zerschnittene Diluvialdelta 2 km außerhalb des jetzigen See-Endes. Der See sank mit dem Durchsägen der Moräne bei Unteraegeri.

Schotter bei St. Jost zwischen Biberbrugg und Oberaegeri 1130 m, nach R. Frei der größten Vergletscherung, nach J. Hug eher dem Deckenschotter zuzuweisen.

Lokale Schotter, schief geschichtet, in kleinem Stausee im toten Winkel am Zusammenfluß zweier Gletscherarme finden sich hoch oben an der NE-Kante des Zugerberges bei 900 m (R. Frei).

Weitere lokale Glazialschotter sind in Margelholz bei Baar (Kt. Zug), Moräne darin und darüber, aus Schwankungen der letzten Vergletscherung stammend, zu sehen. Ausgedehnte Schotterbildung bei Blickensdorf—Steinhausen nördlich des Zugersees bis 60 m über den Talboden reichend, hingen vielleicht zusammen mit dem großen, bei Maschwanden eine schöne Stauterrasse bildenden Delta. Das ist die Spur eines Stausees hinter dem inneren Moränenkranz von Bremgarten, ein verlängerter Zugersee, einst ganz analog dem Zürichsee (Alb. Heim und J. Hug).

Das untere Räppischtal ist streckenweise zuerst fluvioglazial eingefüllt, dann noch durch Moränen zugeschüttet worden, und wo der ältere Lauf in das jetzige Limmattal ausstreicht, erscheinen aus demselben herrliche Quellen. — Delta unterhalb Station Birmensdorf, nach J. Hug von Hochterrassenalter.

Standfluh bei Kulm (Aargau): horizontal geschichteter Kies mit einzelnen geschrammten Geschieben. Auf dem Rücken zwischen Ruedertal und Suhrtal liegen bald flach, bald schief geschichtete Schotter, und am Hubel bei Schöftland ein Delta, die alle aus der vorletzten Vergletscherung stammen (Mühlberg).

Aare- und Rhonegebiet.

Deltakiese in diluvialen Stauseen in drei Seitentälern des Fricktales (Aargau) bei Wittnau, Oberhof und Wolfliswil (Mühlberg).

Schotter im Gebiete des Hundschüpfen (westlich Signau), zum Teil schief, zum Teil flach geschichtet bis 950 m, an einer Stelle in Moräne übergehend, nur aus Aarematerial ohne Rhonegesteine gebildet; irrtümlich manchmal für Deckenschotter gehalten, vorletzte Eiszeit. Ähnliches gilt vom Delta von Furen SE Signau auf dem Bergrücken bei 950 m gelegen.

Kiesterrassen am Längenberg (Rümligen und Toffen) und am Belpberg bei Bern.

Plaffeyen und Plasselb, im Oberlauf der Saane und Sense liegen auf Schotterterrassen über den Moränen der letzten Vergletscherung. Darunter folgt Glazialton und unter demselben ein anderer interglazialer Schotter (Aeberhardt, Eclogae 1912).

Elisried SW Bern, E Schwarzenburg ist eine Schotterfläche gestaut vom Rhonegletscherrand bei der letzten Vergletscherung.

Diessbach S Büren Staudelta bei 468 m. Maikirch N Bern 680 m Aarematerial schief geschichtet und mit Moräne gemischt. Hagenfeld 518 m bei Kosthofen NW von Bern. Klein-Gümmenen bei 523 m, 49 m über der Saane. SE Pfauen bei Chavaleyres Delta in 460 bis 470 m, 20 bis 30 m südlich über dem Murtensee. Morlon bei Bulle ist ein Schotterhügel zwischen zwei Lappen des Saanegletschers, bei der letzten Vergletscherung gebildet. (Alle die 6 letztgenannten nach Nußbaum.)

Die Nordfront des Rhonegletschers hat auch die nach Süden mündenden Juratäler vorübergehend gestaut und darin lokale Kiesablagerungen erzeugt. So war das Traverstal zeitweise durch einen Stausee gefüllt. Die Seitenbäche bilden darin auf Seeniveau 800 m eingestellte kleine Seitendeltas. Der Grund ist mit altem Seeschlamm gefüllt, der Süßwasserschnecken enthält. Der Bergsturz vom Creux du Van mag den Gletscher und Moränenstau noch vermehrt haben (Du Pasquier).

Boden des Tales der Broye. Altes höheres Areusedelta über dem Neuenburgersee usw.

In den weiten Gebieten des Aare- und Rhonegletschers finden sich noch viele lokale eiszeitliche Schotterablagerungen, die teils schon beachtet (besonders Gilliéron), teils erst noch zu entdecken und namhaft zu machen sind und deren Mehrzahl Deltaschichtung zeigen werden.

Unser Land hatte in verschiedenen Phasen der Eiszeit Hunderte von wechselvollen kleinen Glazialseen an den jeweiligen Eisrändern, und die verschiedenen Typen waren wohl alle zahlreich vertreten: See im Nebental durch den Gletscher des Haupttales gestaut, See im Haupttal durch den Gletscher des Nebentales gestaut, See im Talweg durch kürzlich verlassene Endmoräne gestaut, See am Abhang des Tales durch den Gletscherrand gestaut, See im Zusammenflußwinkel

zwischen zwei Gletschern gestaut. Wechselvolle kiesbildende Stauungen dieser Art werden auch oft eingetreten sein, ohne daß ein wirklicher See voranging. Dann fehlt die schiefe Deltaschichtung, weil der See in statu nascendi ausgefüllt worden ist. Mancher See mag erst sehr unsicher in seiner Existenz gewesen sein, dann hat Moräne den Gletscher ersetzt und seine Existenz befestigt; dann ist er ausgefüllt und nachher die Füllung wieder von Erosion angegriffen und zerstört worden.

Die oben aufgezählten Beispiele weisen auch noch Mannigfaltigkeit im Alter auf. Aus den Deckenschotterzeiten (erste und zweite Vergletscherung) ist nichts von lokalen fluvioglazialen Kiesen erhalten. Alle genannten Beispiele sind jünger, aus einer Zeit, da die Oberfläche unseres Landes schon viel unebener geworden war. Manche dieser Lokalschotter haben wir mit Moränen bedeckt gefunden; sie sind teilweise interglazial. Die meisten gehören den Randregionen des wachsenden oder schwindenden Gletschers der größten oder der letzten Vergletscherung an. Noch andere sind interglazial oder postglazial. Die sichere zeitliche Einreihung jedes Einzelfalles ist noch nicht möglich.

In stehendem Wasser abgesetzt, Glazialtone.

Grundmoränenlehme, „Glazialtone", „argiles glaciaires", bald gebändert, bald völlig massig, sind vielfach von den Gletscherbächen in vorübergehende Stauseen, z. B. hinter verlassenen Endmoränen, geschwemmt und dort aus dem stehenden Wasser abgesetzt worden. Dahin gehören die 10 bis 40 m mächtigen Lehmlager von Paradies bei Diessenhofen am Rhein, von Pfungen unterhalb Winterthur, wo unter dem Lehmlager schöner Kies gefunden worden ist. Solche Lehme finden sich ferner in Rümlang—Kloten im Glattal, Bonstetten zwischen Albis und Reuß. Alle die hier genannten liegen zwischen der drittäußersten und der zweitäußersten Endmoräne der letzten Vergletscherung und sind oft von Rückzugs-Niederterrassenschotter bedeckt (J. Hug). Weiter zurück im Moränengebiete liegt das Tonlager von Sohrental bei Bischofszell. Ganz ähnliche Glazialtone aus dem Wasser abgesetzt haben Gilliéron, Nußbaum und Aeberhardt im Rhone- und Aarediluvium verfolgt unter den Kiesen von Plaffeyen. Sie liegen selbst wieder auf älterem Kies. Im Becken von Plasselb liegen Glazialtone unter Kies oder Grundmoräne im Borde der Gérine.

Lokale Vorkommnisse derart sind weit verbreitet — es ist Grundmoränenschlamm der Gletscherbäche in Stautümpeln, Gletscherrandseen abgesetzt. Die Ziegelei und Töpferei haben sich dieselben zunutze gemacht. Ihr großer Vorteil gegenüber den Grundmoränentonen besteht im Fehlen von Steinen.

Leider sind diese Glazialtone, besonders die gebänderten, so sehr lokalisiert, daß sie sich zu einer Jahreszählung, wie sie de Geer in Schweden gelungen ist, nicht verwenden lassen.

2. Die großen diluvialen Schotterterrassen.

a) Ihre Gliederung.

Arnold Escher war in seiner Auffassung überwältigt von der Unregelmäßigkeit im Auftreten der ersten Gruppe fluvioglazialer Kiese. Alex. Wettstein und Fr. Mühlberg hatten zuerst, unabhängig voneinander und fast gleichzeitig (1885) entdeckt, daß viele Schotter fluvioglazial und somit gleichzeitig mit den Moränen gebildet worden sind. Östlich unseres Landes, wo die Zerstückelung durch spätere Erosionen weit weniger vorgeschritten und der Zusammenhang noch viel vollständiger ist, fand zuerst Penck die Gesetzmäßigkeit in einer Dreiteiligkeit. Er begann dieselbe 1885, Brückner 1886 auch in der Schweiz zu suchen.

Du Pasquier fand 1891 in der Schweiz die gleiche Gesetzmäßigkeit durchgehend auf, und seither wurde den Schottern eingehende Aufmerksamkeit geschenkt.

Für das ganze Verständnis unserer großen Schotterterrassen sind folgende Erscheinungen maßgebend:

1. Es lassen sich mehrere Schotterterrassen in sehr verschiedenem Niveau und mit etwas verschiedenem Gefälle unterscheiden. Die einen sind nur noch in einzelnen Stücken auf den Rücken der Molasseberge als Schotterdecken, „Deckenschotter" vorhanden, andere ziehen sich tiefer an den Gehängen hin, noch andere füllen die Talböden und bilden Terrassen von etwa 30 bis 40 m oder mehr über den jüngsten Flußeinschnitten. Die höchsten Schotter müssen die ältesten sein. Die sukzessive tieferen, in die höheren eingeschachtelten Aufschüttungsterrassen sind die jüngeren. Erosion und Alluvion haben miteinander abgewechselt. Zuerst konnte man drei verschiedene Schottersysteme unterscheiden, dann vier; vielleicht sollten deren fünf unterschieden werden. In der Zeit von der Ablagerung einer Terrasse bis zur Ablagerung der nächst tieferen ist das Tal in der Regel stark vertieft worden. Die Schotterbildung selbst dagegen bedeutete Aufschüttung. Die höchsten Schotterterrassen haben stärkeres (6 bis 10‰), die tieferen schwächeres Gefälle (1,2 bis 3 ‰).

Wir zählen die zu unterscheidenden großen Schottersysteme etwas vorgreifend auf:

1. Sundgauschotter, pliocän, präglazial, in der Schweiz fehlend.
2. Höherer Deckenschotter, Produkt der ersten Vergletscherung (Günzschotter), in Zukunft und auf Figuren vielfach mit D_1 bezeichnet.
3. Tieferer Deckenschotter, Produkt der zweiten Vergletscherung (Mindelschotter), D_2.
4. Hochterrassenschotter und Rinnenschotter, interglazial (Rißschotter?), *H*.
5. Mittelterrassenschotter, vielleicht Produkt der vorletzten oder größten Vergletscherung.
6. Niederterrassenschotter, Produkt der letzten Vergletscherung (Würmschotter), *Ni*.

Die 4 durch den Druck hervorgehobenen sind die hauptsächlichsten im Rhein-, Linth-, Reuß- und Aaretal ausgebildeten Schotterterrassen.

2. Wenn man die unterste große Schotterterrasse, den sogen. „Niederterrassenschotter" flußaufwärts verfolgt, so kommt man in der Regel an einen taleinwärts schneller ansteigenden „Übergangskegel" und dann an eine Randmoräne, die meistens zugleich die Endmoräne der letzten Vergletscherung ist. Oberhalb der Moräne hört der Schotter in seiner Hauptmasse auf, und der Boden liegt tiefer („glaziale Depression" oder „Zungenbecken"). Im Übergangskegel sind Moräne und Schotter in Übergängen wechselnd ineinander verzahnt. Eckige Stücke, geschrammte Stücke, Lehmstreifen und größere Blöcke liegen dort auch noch im Schotter. Mehr verfestigte tiefere Schotterschichten gehen manchmal unter der Endmoräne durch ins Gebiet der glazialen Depression. Sehr oft aber liegen Endmoränen auf Grundmoränen, seltener auf Fels, und Schotter folgen erst talauswärts. Der Schotter be-

ginnt also als erhöhte Terrasse erst talwärts an der Endmoräne. Er ist in der Hauptsache die Gletscherbachablagerung des gleichen Gletschers, der gleichzeitig die Moräne gebildet hat. Moräne und Schotter gehen ineinander über, vertreten sich als verschiedene Fazies innerhalb und außerhalb des Eises. Die Schotterterrasse unten bedeutet also hier gleichzeitig Vergletscherung im oberen Teile des Talgebietes.

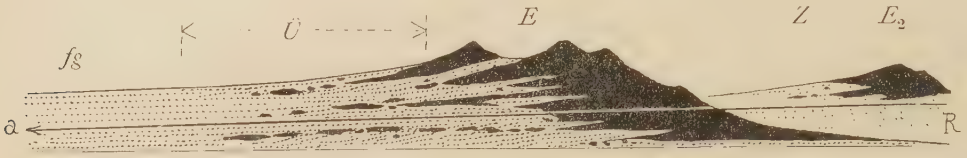


Fig. 44a.
Längsprofil am äußersten Rand der letzten Vergletscherung.

E = Endmoräne der letzten Vergletscherung.
$Ü$ = Übergangskegel.
fg = Fluvioglaziale Schotterterrasse (Niederterrasse).
a = jetziger Flußlauf und Richtung des Talweges.
Z = Zungenbecken.
E_2 = Endmoräne eines Rückzugsstadiums.
R = Rückzugsschotter (Teilfeld).

Ausgezeichnete solche Übergangskegel zwischen Moräne talaufwärts und Schotter talabwärts kann man an den Limmateinschnitten bei Killwangen und bei Schlieren, an den Reußeinschnitten unterhalb Mellingen und an vielen anderen Orten sehen.

Prinzipiell, und auch in vielen Fällen praktisch, ist somit in jeder fluvioglazialen Schotterbildung ein liegender Teil als Vorstoßschotter von einem hangenden Teile, dem Stillstands- und dem Rückzugsschotter zu unterscheiden. Innerhalb der größten Eisausdehnung sind die beiden oft durch Moränenzwischenlagerung getrennt, außerhalb derselben aber zu einem einheitlichen Gebilde verschmolzen.

3. Bei dem höher an die Gehänge hinaufreichenden Schotter, dem Hochterrassenschotter, konnte in unserem Lande eine solche unmittelbare Abhängigkeit und Verknüpfung mit den Moränen nicht festgestellt werden. Im besonderen ist unter sicheren Hochterrassenschottern noch nirgends Moräne gefunden worden, und die darüberliegenden Moränen sind wesentlich jünger, indem sie Erosionsflächen des Hochterrassenschotters aufliegen. Echte Übergangskegel aus Endmoränen horizontal in Hochterrassenschotter, d. h. sichere gleichzeitige Einlagerungen von Moräne im Hochterrassenschotter sind noch nie gefunden worden. Talaufwärts setzen die Hochterrassenschotter auch nicht an Moränen ab, vielmehr gehen sie im Gegensatz zur Niederterrasse noch bis weit in das Gebiet der letzten Vergletscherung, sogar stellenweise bis an den Ausgang der Alpentäler hinauf, und hören dann auf.

4. Die höchsten Schotter gliedern sich in unteren oder jüngeren und oberen oder älteren Deckenschotter. Bei beiden ist innige Verknüpfung mit Moränen häufig. Bald liegt zu unterst Moräne und geht nach oben allmählich in Deckenschotter über (Uetliberg; nördlich Oehningen usw.), bald sind Moränenstreifen in den Deckenschottern eingelagert (Bürgelnstutz am Albis, Egg bei Schöfflisdorf Wehntal, Stammheimerberg, SW Regensberg usw.). Kleinere erratische Blöcke im

Deckenschotter eingebettet kennt man von manchen Stellen (Siggenberg, Hiltenberg bei Eglisau, bei Weiach, am Irchel, Uetliberg), sogar Reste von Übergangskegeln sind vorhanden (Schrotzburg bei Stein am Rhein und in großartigen Dimensionen im Lorzetobel Kt. Zug; letzteres nach Alb. Heim, von R. Frei dagegen für jünger gehalten), sodann unter Hohentannen und bei Burgstock, beide NW St. Gallen.

5. Nicht selten findet man Blöcke und Gerölle der verkitteten höheren, älteren Schotter in den jüngern Schottern oder geschrammt in den Moränen, und oft sind die älteren verkitteten Schotter als Fels mit Gletscherschliff angeschürft und von junger Moräne bedeckt. Die Schotter sind also zeitlich voneinander getrennt.

Wenn nun nach der Auffassung von Penck jede große Schotterbildung einem großen Eisstande entspricht und Schotter und Moränen eiszeitliche gleichzeitige Fazies darstellen — erstere vorherrschend außerhalb, letztere nur innerhalb der betreffenden Vergletscherung gebildet —, so müssen den vier Schotterterrassen entsprechend vier Vergletscherungen stattgefunden haben. Weiter kommen wir durch die Ineinanderschachtelung der Terrassen und der zugehörigen Moränen zu der Auffassung, daß jeweilen Moränen und Schotter in den Eiszeiten aufgeschüttet worden sind, während die Talvertiefung durch Erosion in den Rückzugs- und Zwischeneiszeiten stattgefunden hat. Auch Du Pasquier kam in der Hauptsache zu dieser Anschauung. So richtig dies in großen Zügen und für die ältesten und die jüngste Vergletscherung ist, für die mittleren Eiszeiten fügen sich die Verhältnisse in der Schweiz diesem Schema nicht ohne weiteres. Die Natur ist immer komplizierter, als es unserem zur Schematisierung geneigten Geiste angenehm ist. Wir stoßen auf folgende Abweichungen:

a) Oben schon haben wir hervorgehoben, daß der Hochterrassenschotter sich **nicht** als von Moränen abhängig und mit solchen verknüpft hat erweisen lassen. Er ist der einzige Schotter, der überall unter Moränen in zahlreichen ausgedehnteren Vorkommnissen, die auf ursprünglichen Zusammenhang hinweisen, bis gegen den Ausgang der Alpentäler hinein auftritt. Dies ist im Gebiete des diluvialen Aare- und Rhonegletschers wie in der Ostschweiz der Fall (Amriswil, Glattal, Glattfelden, Seebach—Schulhaus, Aatalschotter, Uznach(?); Menzikon, Aargau, Littau, Kriens; Karlsschotter und Thungschneit im Aaretal, obere Schotter im Rhone-Erratikum, Freiburg usw.). Somit scheint der Hochterrassenschotter eher das Produkt einer Interglazialzeit zu sein, wobei die Gletscherenden wenigstens bis in die Alpentäler zurückgewichen waren, und vielleicht ist seine Ablagerung nicht durch Überfülle von Gletscherschutt, sondern durch Gefällsverlust infolge eines Stillstandes in der Landeshebung oder gar einer Landessenkung bedingt.

b) Die Moränen der größten Vergletscherung sind nicht nur auf und an Deckenschottern, sondern auch an Hochterrasse auf Erosionsflächen der letzteren angelagert und bedecken die Hochterrasse, gehen über ihre Erosionsränder hinab bis an den Rand der Niederterrasse und in die Talböden hinaus noch bis weit außerhalb der Grenze der letzten Vergletscherung (Taf. XII Fig. 2, 4, 6, 7, 8). -

Wichtige Beweisstellen sind unter anderem: W Entfelden S Aarau: Hochterrassenschotter tief angeschnitten und mit Gletscherschliff bedeckt, darüber Rhone-Altmoräne, darüber Löss. Beznau im

Aarebett; an letzterer Stelle liegen weit außerhalb der letzten Vergletscherung prachtvolle Grundmoränen 100 m tiefer als die Randkante der Hochterrasse; ebenso Reußufer unterhalb Mellingen, Buchserstraße bei Aarau, Rheinufer bei Wallach (alle nach Mühlberg). Von Klingnau macht Du Pasquier Altmoränen auf Hochterrasse geltend. Blösch (Die große Eiszeit, in „Beiträge" 61. Lfg., 1911) fügt entscheidende Funde aus den neuen künstlichen Entblößungen unter Laufenburg hinzu, wo weit außerhalb der letzten Vergletscherung und tief unter der Akkumulationshöhe der Hochterrasse mächtige Blockmoräne auf Hochterrassenschotter liegt und ihrerseits bedeckt wird von Niederterrassenschotter. Die Hochterrasse ist also sicher **älter als die größte Vergletscherung;** Mühlberg und Blösch meinen sogar, daß die beiden durch eine lange Zeit bedeutender Erosion und Verwitterung getrennt seien.

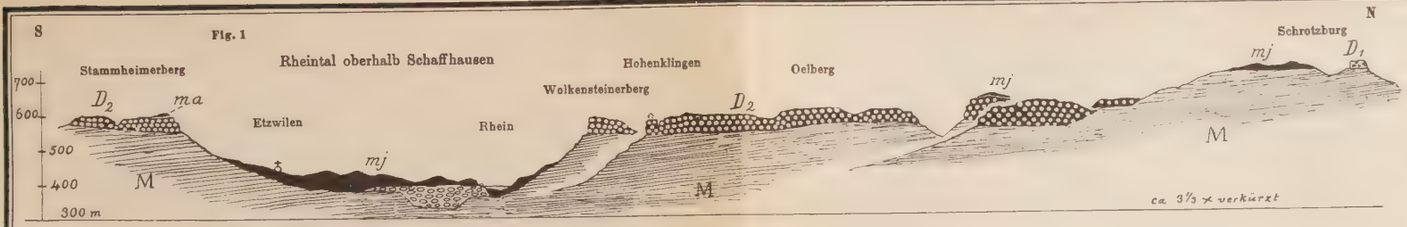
Wollen wir nun unsere Hochterrassenschotter mit Pencks Rißschottern parallelisieren, so fehlen uns die Rißmoränen, die Rißvergletscherung. Wollen wir aber unsere größte Vergletscherung Pencks Rißvergletscherung gleichstellen, so liegt unser Hochterrassenschotter außerhalb Pencks Schema und gehört der Interglazialzeit Mindel—Riß oder einer neuen vorangegangenen Eiszeit an.

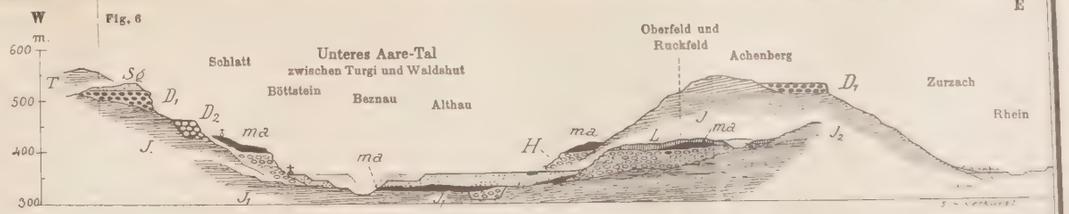
Schotterreste, die der größten Vergletscherung zuzurechnen wären und in diesem Falle Rißschotter genannt werden dürfen, fehlen nicht ganz, wenn sie auch keine zusammenhängenden großen Terrassen bilden. Hierher gehören: nach R. Frei, Brandfluh auf dem südlichen Zugerberg; im Aargau nach Mühlberg Schotter SE Schöftland auf dem Rücken zwischen Rueder- und Suhrtal und Wandfluh bei Kulm; im Kt. Bern nach Nußbaum Hundschüpfen zwischen Bern und Emmental, ferner im Baselland Schotter westlich Liestal und bei Bubendorfer Bad im Ergoltal.

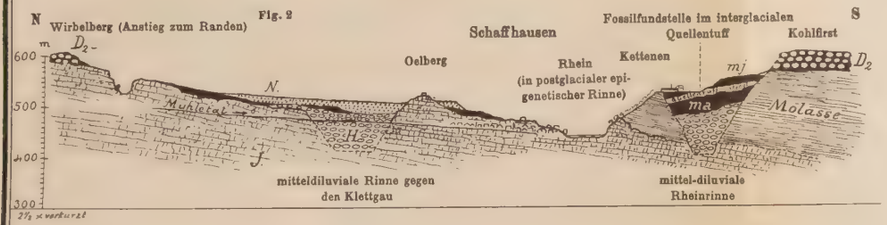
F. Mühlberg, der zuerst mit Nachdruck auf eine Unabhängigkeit unserer größten Vergletscherung von der Hochterrasse hingewiesen hat, dachte sich zuerst die größte Vergletscherung als möglicherweise mit der letzten verbunden in der Art, daß die größte Ausdehnung nur kurze Zeit gedauert habe, die „letzte" ein andauerndes Rückzugsstadium der „größten" darstelle. Gutzwiller neigt zu dieser Ansicht. Indessen sprechen doch manche Erscheinungen für eine Interglazialzeit zwischen der größten und der letzten Vergletscherung, d. h. zwischen den Altmoränen und den Jungmoränen. Es sind dies besonders stärkere Verwitterung der Altmoränen, Hauptlöß über den Hochterrassen und über den Moränen der größten Vergletscherung, aber nicht auf Jungmoränen und Niederterrasse. Ganz besonders entscheidend scheinen mir die interglazialen Schieferkohlen von Wetzikon, Dürnten, Mörschwil usw. zu sein, indem die unter denselben liegenden Grundmoränen wegen ihrer tiefen Lage nicht den Deckenschotterzeiten, sondern jüngerem Glazial angehören müssen, die Jungmoränen aber über den Schieferkohlen liegen.

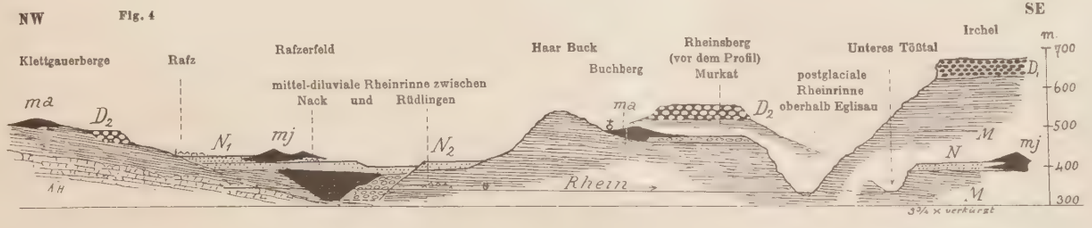
Der Zusammenhang unseres Landes mit den Ausgangsgebieten von Penck ist vielleicht so zu denken, daß wir seine große Rißvergletscherung unserer größten Vergletscherung gleichsetzen. Die hie und da zwischen Hochterrasse und Niederterrasse beobachtete Mittelterrasse (Steinmann, Tschudi, R. Frei, Gutzwiller) und die oben zitierten lokalen Schotter der größten Vergletscherung könnten als Rißschotter bezeichnet werden. Unser ausgedehnter Hochterrassenschotter aber wäre als eine besondere interglaziale Mindel-Rißablagerung in das Penck'sche Schema einzuschalten. So bleiben wir freilich vorläufig bei 4 Vergletscherungen, während Mühlberg geneigt ist, aus Rücksicht auf die Hochterrasse deren 5 anzunehmen.

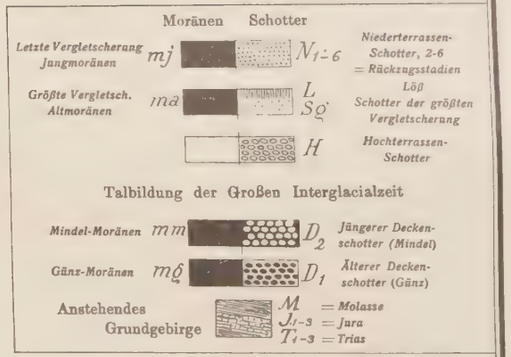
Diluvialprofile durch Täler der nördlichen Schweiz.

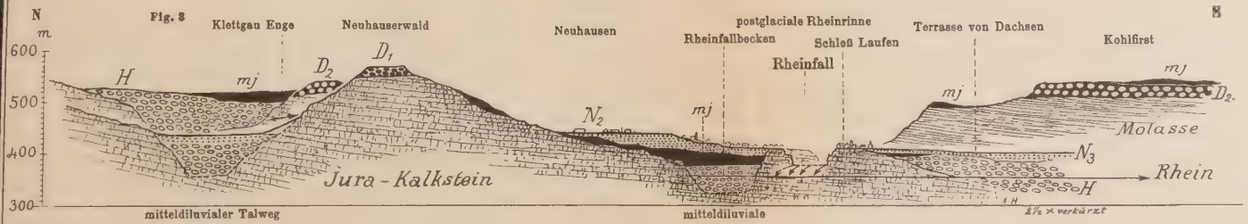


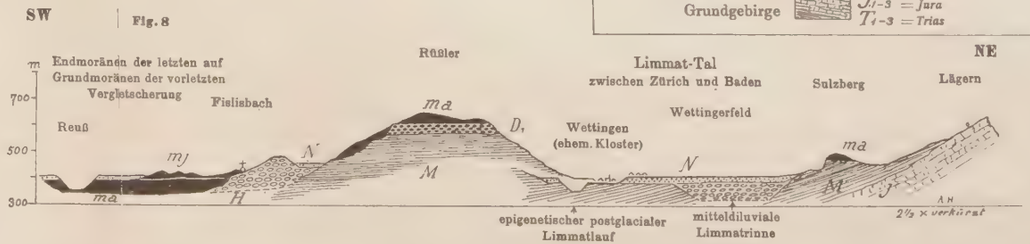


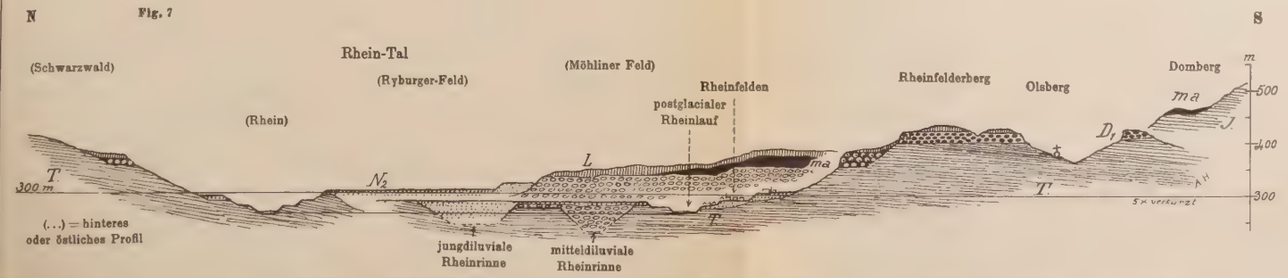


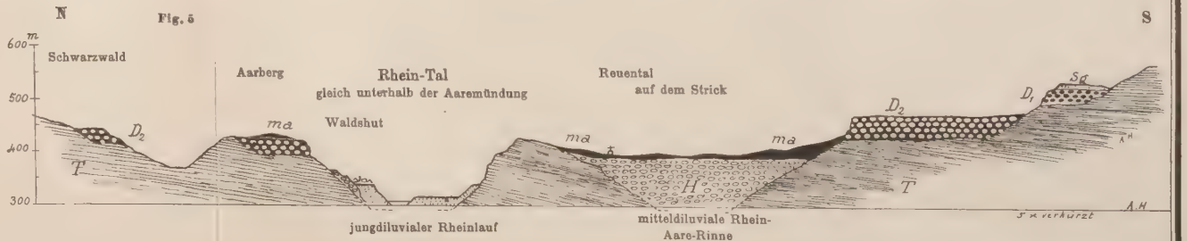












Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Endlich scheint mir noch folgende Auffassung möglich: wir nehmen unsere größte Vergletscherung und die Hochterrassenschotter doch zur Penckschen Rißeiszeit, denken uns aber dann, daß die Hochterrasse nur als reiner Vorstoßschotter von den Flüssen der vorrückenden Gletscher abgelagert und von denselben Flüssen zum Teil schon wieder vor Ankunft des Gletscherendes an der betreffenden Stelle erodiert worden sei. Der Mangel an starken Endmoränenwällen und an Übergangskegeln und Rückzugsschottern der größten Vergletscherung wäre dann erklärlich durch ihre schon aus anderen Erscheinungen erkannte kurze Dauer. Alles würde verständlich sein, wenn wir dazu annehmen, daß durch Niveauänderungen die Talgefälle gleich vor dem Vorrücken der Rißgletscher bedeutend stärker als jetzt gewesen sind (tiefe Talrinnen), vor und während des Vorrückens dann aber stark abgenommen (Absatz des Hochterrassenschotters) und gleich nachher wieder zugenommen haben (kein Absatz eines Rückzugsschotters). Solche Schwankungen des Gefälles zwischen Alpen und Rheintalgraben sind ja denkbar. Sie würden nach meiner Ansicht die Schwierigkeiten heben, welche sonst der Eingliederung unserer größten Vergletscherung und unseres Hochterrassenschotters in das Penncksche, den Ostalpen entnommene Schema entgegenstehen, und die bisher von Mühlberg, Blösch, Hug u. a. namhaft gemachten Beobachtungen würden sich darin eingliedern lassen.

Die Entscheidung der Frage, ob für unser Land 4 oder 5 Vergletscherungen anzunehmen sind, gipfelt zurzeit in der Frage, ob der schweizerische Hochterrassenschotter interglazial oder fluvioglazial sei. Sollte meine zuletzt versuchte Erklärung zutreffen, so würden wir doch wieder bei 4 Eiszeiten bleiben. Die Frage, fluvioglazial oder interglazial, liegt freilich zum Teil in der Fassung des Begriffes. Einen Schotter im Molasseland gebildet, während die Gletscherenden in den Alpentälern zurücklagen, möchte ich nicht mehr „fluvioglazial" nennen.

Vielleicht geben weitere Beobachtungen Aufschluß. Die Moränen der 2 oder 3 letzten Vergletscherungen sind wegen der Ungebundenheit in den Höhen und der beständigen Palimpsestbildung schwieriger auseinander zu halten, als die Schotter. Einige, freilich in ihrer Deutung noch zweifelhafte und weiterer Prüfung bedürftige Vorkommnisse, welche für fluvioglaziale Natur des Hochterrassenschotters geltend gemacht wurden, sind die folgenden:

Im Schmerlatwald bei Neunkirch im Klettgau fand Penck Bänderton mit gekritzten Geschieben, darüber und darunter Hochterrassenschotter, Aufschluß nicht vollständig, Schotter vielleicht zur Mittelterrasse gehörig? Vom Buchberg über der Tößmündung berichteten Du Pasquier und Hug von Übergang von Hochterrassenschotter nach oben in Moräne (vielleicht nur durch spätere Aufarbeitung der Unterlage?). Im Napfgebiet fand Erni Blockfazies in dem „wahrscheinlichen" Hochterrassenschotter. Bei Rümlang (Kt. Zürich) sah Hug unten im Hochterrassenschotter Blockfazies über Molasse. Blösch hat gekritzte Geschiebe in dem Schotter zwischen Menzikon und Rickenbach SW des Hallwilersees gefunden, der nach Mühlberg zur Hochterrasse gehört.

Bei der Deutung solcher Funde darf man nicht vergessen, wie leicht durch Aufarbeitung oder Abrutschung älterer Moränen an den Gehängen älteres Moränenmaterial auch in eine interglaziale Schotterbildung lokal eingebettet werden konnte.

J. Hug macht ferner geltend, daß nur während der allergrößten Vergletscherung der Walenseestromstrich des Rhein-Linthgletschers die Berge südlich des Klettgau überschritt und über Wil—Bühl bei Grießen das Klettgau erreichte, von wo aus abwärts dann der echte Hochterrassenschotter des Klettgau Sernifitgerölle führt, oberhalb nicht. Darnach könnte dort der Hochterrassenschotter nicht wohl älter als die größte Vergletscherung sein, sondern müßte mit derselben an die gleiche Eiszeit geknüpft werden.

Ein weiterer wesentlicher Grund für Mühlberg, an 5 Eiszeiten zu denken, lag auch darin, daß er an mehreren Orten rostige Verwitterungsschichten („Ferretto") als Zwischenlager in Schottern und Moränen gefunden hatte. Allein die Deutung solcher als große zeitliche Einschnitte mit längerer Oberflächenexposition ist oft unsicher, indem innerhalb einer fertigen Schuttmasse Perioden im Stande des Grundwassers ähnliche Wirkungen erzeugen können (Hug).

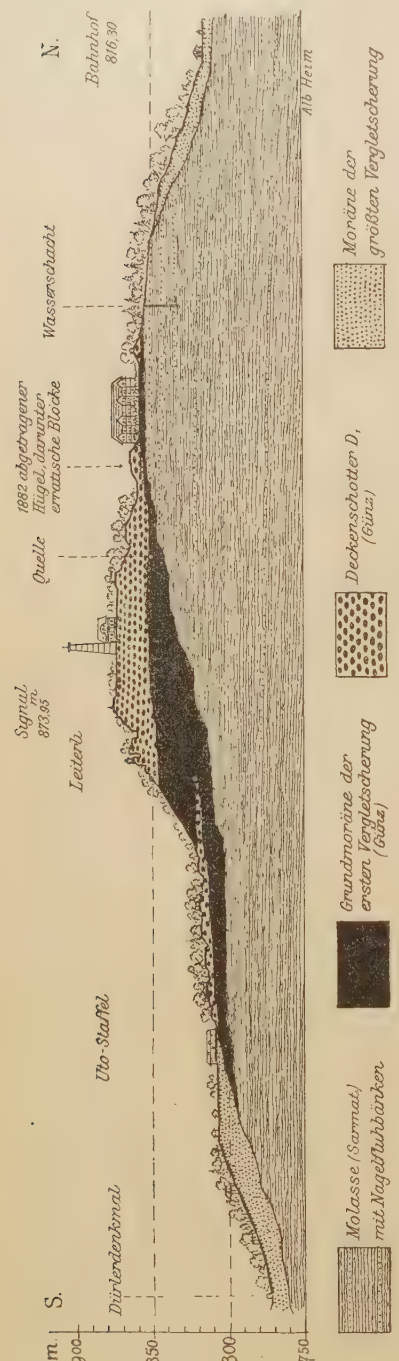


Fig. 45.
Längsprofil durch den Ütlibergkamm.

Das Gesamtbild unserer fluvioglazialen Kiesterrassen ergibt sich am besten aus den mitfolgenden, nach den Beobachtungen von Du Pasquier, A. Gutzwiller, R. Frei, J. Hug und dem Verfasser zusammengestellten typischen Profilen auf Taf. XII, die beim Lesen der folgenden Seiten stets zu vergleichen sind.

Zur Zeit, da der Deckenschotter gebildet wurde, waren die Täler noch wenig in die Molasse eingeschnitten. Sie wurden zwischen dem älteren und jüngeren Deckenschotter um 50 bis 110 m und nach dem jüngeren Deckenschotter wieder wenigstens um 50, meistens 200 m bis sogar 500 m vertieft, und zwar im Juraland wie im Molasseland; denn die Deckenschotter liegen an oder auf Ketten- und Plateaujura und gehen durch die großen Juratäler (Brugg—Waldshut—Basel) ebenso wie über oder durch das Molasseland. Die Alpentäler sind natürlich infolge der Vertiefung der Molassetäler gleichzeitig ebenfalls entsprechend eingeschnitten worden. Kaum einige Prozente der Deckenschotterplatten mit ihren Moränen sind als dürftige Zeugen geblieben. Der Uetliberg bei Zürich (Fig. 45 u. 62) ist mit älterem Deckenschotter gekrönt (873 m Meerhöhe, ca. 30 m dicker Deckenschotter). Darunter liegen die Grundmoränen der ältesten Vergletscherung bis 30 m mächtig. Ihre Unterlage ist eine unebene Erosionsfläche auf der Molasse. Dann folgt der steile Abhang durch horizontal geschichtete Molasse mit scharfen Erosionsformen, und unten, 460 m tiefer,

umkränzen die herrlichsten Wallmoränen den Zürichsee und geben der Moränenstadt ihre Unterlage. Zwischen den beiden ersten und den beiden letzten Vergletscherungen ist das ganze Zürichseetal wohl 500 m tiefer ausgespült worden! Das bedeutet eine große, lange andauernde Zwischenzeit. Die Ablagerungen der ersten Vergletscherung sind durch die Talbildung bis auf spärliche Reste zerstört, diejenigen der beiden letzten schmiegen sich den Formen dieser tiefen Erosionstäler an und haben sich in deren Grund und an deren Flanken aufgeschüttet. Diese enorme Talbildung ist durchweg im Gebiete der Schotterterrassen vom Bodensee und Zürichsee bis nach Basel hinab eingetreten, auch außerhalb der Moränen, wo Gletscher gar nie hingereicht haben. Ihre Formen sind diejenigen reiner Flußerosion mit Gehängeabwitterung und Abrutschung. Die Modifikationen durch die letzten Vergletscherungen beziehen sich fast nur auf Aufschüttung.

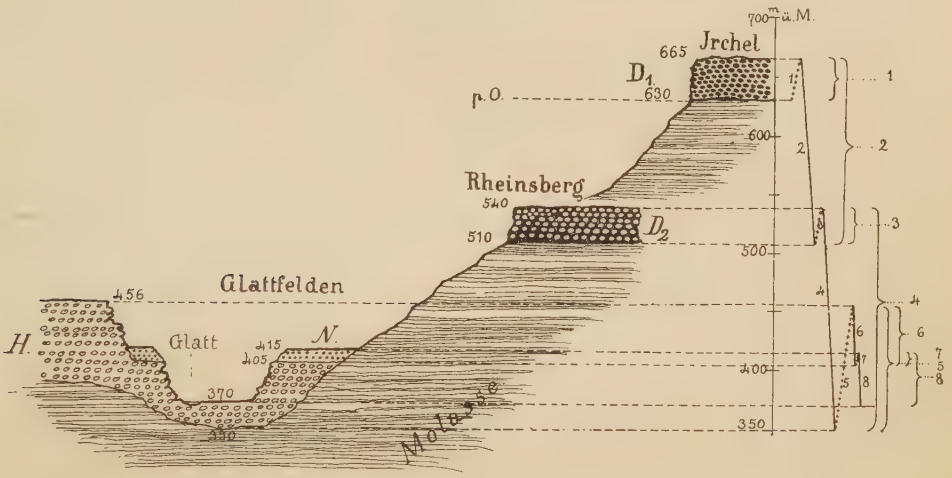


Fig. 46.
Diluviale Talbildung im außermoränischen unteren Glattale nach J. Hug.
Querprofil im Höhenmaßstab 1 : 7500.

D_1 = älterer Deckenschotter (Günz-Schotter).
D_2 = jüngerer Deckenschotter (Mindel-Schotter).
H = Hochterrassenschotter.
N = Niederterrassenschotter (Würm-Schotter).
p. O. = präglaziale Oberfläche.

1. = Fluvioglaziale Aufschüttung der I. Vergletscherung, D_1 = 35 m.
2. = Erosion durch die I. Interglazialzeit, 155 m.
3. = Fluvioglaziale Aufschüttung durch die II. Vergletscherung, D_2 = 30 m.
4. = Haupterosion durch II. Interglazialzeit, 190 m.
5. = Aufschüttung vor der größten Vergletscherung, H = 106 m.
6. = Erosion bis und mit letzter Interglazialzeit, 50 m.
7. = Fluvioglaziale Aufschüttung der letzten Vergletscherung, N = 5—10 m.
8. = Erosion seit letzter Vergletscherung, 45 m.

Summe der Vertiefungen — Summe der Aufschüttungen = 440 — 180 = 260 m = bleibende Vertiefung.

Die Talböden fallen jetzt von 400 m (Bodensee, Zürichsee usw.) bis 250 m (Basel), während die begleitenden Deckenschotter an den Abhängen oder auf den Höhen auf der gleichen Strecke von 860 über 670 bis 350 m sich absenken.

Diese Talbildung nahe den Gletscherenden oder außerhalb derselben kann also nicht dem Gletscher zugeschrieben werden. Die Talaustiefung zwischen ältesten und jüngsten Vergletscherungen nimmt alpenwärts zu. Die Zeiten der Vergletscherungen haben die Ausfüllungen der Talböden und der Gehänge mit Moränen und Kiesen gebracht. Für die Talaustiefungen im Anstehenden bleiben im großen ganzen nur die Interglazialzeiten. Soweit als diese mächtige Talbildung bergwärts greift, soweit mußten in den Interglazialzeiten auch die Gletscher zurückgewichen sein.

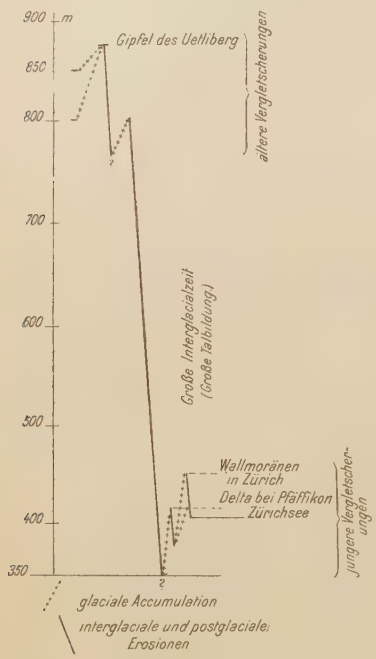


Fig. 47.

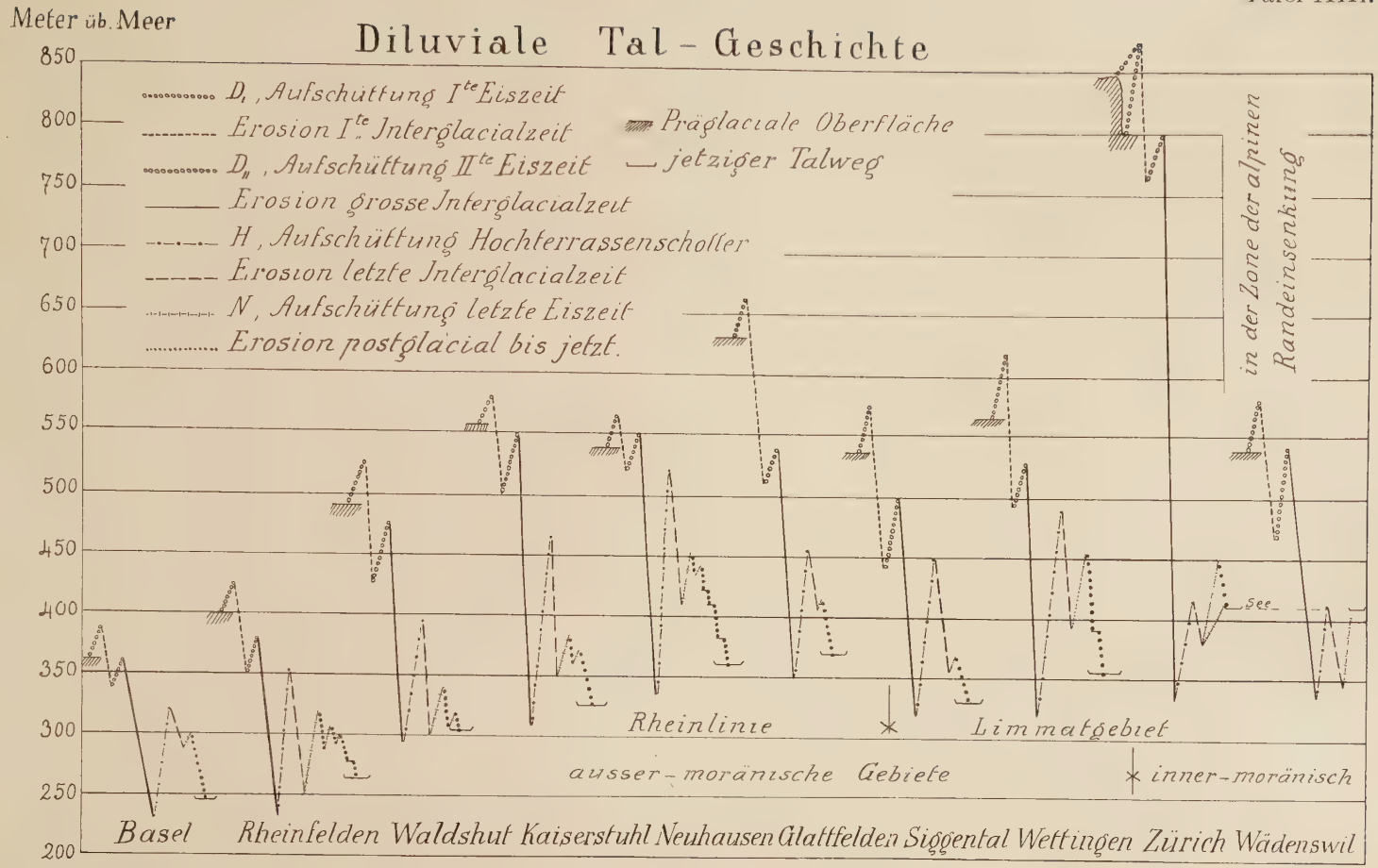
Ganz abgesehen von allen interglazialen Ablagerungen wie Schieferkohlen usw. geht des bestimmtesten schon aus der Einschachtelung der jüngeren fluvioglazialen Schotter und der jüngeren Moränen in die Täler zwischen den Resten der Deckenschotter und ihrer Moränen hervor, daß die Vergletscherung des Alpenvorlandes eine mehrmalige gewesen ist und die gewaltigen Eisvorstöße unterbrochen waren von lange andauernden Interglazialzeiten mit Rückzug der Gletscher bis ins Innere des Alpengebirges und mit mächtiger Talaustiefung. Es wird niemand annehmen können, daß die Talaustiefung oberhalb der Endmoränen während der Eiszeiten und durch die Gletscher, ihre Fortsetzung unterhalb derselben aber umgekehrt jeweilen zwischen den Eiszeiten und durch die Flüsse stattgefunden habe.

Über das Verhältnis der Schotter der verschiedenen Vergletscherungen zur Talbildung gibt die Profilfigur 46 ein deutliches Bild.

Wir setzen in Vergleich damit ein weiter alpeneinwärts gelegenes Talquerprofil, dasjenige von Zürich mit Fig. 47, welches, zusammen mit der folgenden Tabelle, das graphische Schema für diluviale Akkumulation und Erosion zwischen Zürich und Albis-Ütliberg darstellt.

	Niveau über Meer	Akkumulation (Schotter und Moräne) in Metern	Erosion in Metern
Präglazial	800—850		
I. Eiszeit		23—73	
Gipfel Ütliberg	873		
I. Interglazialzeit			
II. Eiszeit		ca. 30	} 553
II. oder große Interglazialzeit			
a) Tiefste Rinne unter Zürich	höchstens 350		
b) Hochterrasse unter Zürich	ca. 415	mindestens 65	
Letzte Interglazialzeit	ca. 380		ca. 35
Letzte Eiszeit	417—450	37—70	
Postglazialzeit	409		ca. 8—41
Summe der Erosionen			596—629
Summe der Aufschüttungen		155—238	

Gebliebene Vertiefung unter die präglaziale Oberfläche 441 m.



Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Wir geben noch einige solcher Profile über die Akkumulation und Erosion während der Diluvialzeit auf Tafel XIII. Sie alle haben den gleichen Charakter die tiefe Hauptdurchtalung des Molasselandes fand statt zwischen den beiden ersten Vergletscherungen (Günz- und Mindel-Eiszeit) einerseits und den beiden letzten (größte oder Riß- und letzte oder Würm-Eiszeit) anderseits. Wir nennen am passendsten diese Zeit der gewaltigen Talbildung die große Interglazialzeit oder die mittlere Diluvialzeit. Ihr nachfolgend haben die beiden letzten Vergletscherungen meist mehr Aufschüttung gebracht, als die letzte Interglazialzeit und die Postglazialzeit zusammen wieder auszuräumen vermochten. Die Täler waren kurz vor Schluß der großen Interglazialzeit am tiefsten.

Auch in der Westschweiz gibt es viele fluvioglaziale Schotter. Auch dort kennt man hochgelegene Schotterterrassen. Unter dem Signal de Bougy in 620 bis 635 m Meerhöhe liegen teilweise verkittet die ca. 15 m mächtigen „Alluvions de la Côte", die wie Hochterrassenschotter auf Molasse aufruhen und von jüngerer Moräne bedeckt sind. Bis zur Stunde ist es aber noch nicht gelungen, diese Vorkommnisse der Westschweiz alle zu ordnen und in zeitlicher Gliederung mit denjenigen der Nord- und Ostschweiz zu parallelisieren. Wir stehen eben hier vollauf inmitten des vom Rhonegletscher bedeckten Gebietes. Wir kommen später auf die Schotter der Westschweiz zurück. Eine Bemerkung aber drängt sich schon hier auf: Hat man (besonders R. Frei) nicht beim Vergleichen der Schotter der NE-Schweiz mit denen der SW-Schweiz und bei der Behauptung, die älteren Fluvioglazialschotter fehlten im Westen, zuviel Gewicht auf den Verwitterungsgrad der kristallinen Geschiebe in den Schottern gelegt? Ist die Verwitterung nicht oft mehr von der Art der Einbettung als vom Alter abhängig? Die Lorzeschotter geben hierfür reichliche Anhaltspunkte.

Man stelle sich alle die lokalen Komplikationen vor, die in fluvioglazialen Kiesen und Moränen bei vielfachem Wechsel des Gletscherstandes eintreten mußten, um zu verstehen, daß die Erscheinungen verschiedener Zeitabschnitte oft nicht leicht auseinanderzuhalten sind, und um zu begreifen, daß wir trotz des großen geleisteten Arbeitsaufwandes noch weit von voller Erkenntnis entfernt stehen.

b) Die einzelnen Schottersysteme.

Über die einzelnen großen diluvialen Schotterterrassen sei in Kürze das Wesentlichste berichtet:

1. Der Sundgauschotter,

(„Oberelsässischer Deckenschotter" Gutzwiller) liegt ganz außerhalb der Schweiz, ist aber doch des Zusammenhanges der Erscheinungen halber hier kurz zu besprechen, wobei wir uns hauptsächlich an die Untersuchungen von Gutzwiller halten. Er ist die älteste deckenförmige Schotterbildung aus den Alpen. Alle Kenner stellen ihn in das Pliocän. Sein Ausbreitungsgebiet liegt westlich Basel bis Delle und reicht nördlich bis Altkirch und Dammerkirch; dann zieht er sich westlich gegen den Doubs nach dem Rhonegebiet. Er bildet eine Platte von 30 bis 40 m Dicke. Die dachziegelige Lagerung der flachen Geschiebe weist deutlich auf Strömungsrich-

tung Ost—West. Das Gefälle der Schotterplatte geht nach NW und beträgt 10 bis zu 15 ‰, welches Übermaß einer späteren Dislokation, Einsenkung des Rheintalgrabens, entsprechen soll. Zur Zeit der Sundgauschotterbildung floß der pliocäne Rhein noch gegen Westen durch den Doubs nach der Rhone.

Der Sundgauschotter besteht fast ganz aus alpinen Geschieben. Vogesen und Schwarzwald sind sehr spärlich vertreten und stammen vielleicht aus sekundärer Quelle (Dinotherium-Molasse) — desgleichen die Juragerölle. Gerölle aus den östlichen Schweizeralpen sind wohl nicht spärlicher als aus den westlichen. Manche der sonst so leicht erkennbaren und resistenten Wallisergesteine (Eklogite, Smaragditgabbro usw.) sind nicht gefunden.

In weiter Ausbreitung ist der Sundgauschotter mit Löß und Lößlehm bedeckt. Moränen sind hier nicht mehr vorhanden. Daß er älter ist als Deckenschotter, mit dem man ihn zuerst identifiziert hatte, geht schon hervor aus der enorm starken Verwitterung, die bis über 9 m tief hineingreift und die Silikatgerölle in Pulver verwandelt hat. Besonders beweisend ist die Lage des Sundgauschotters. Westlich Basel bei Oberhagental liegt er 200 m über dem Rhein, das ist ca. 100 m höher, als der echte schweizerische Deckenschotter NE davon bei Neuweiler und Wenzweiler.

Brückner ist der Ansicht, daß das Material des Sundgauschotters in der Pliocänzeit durch Flüsse über eine Penneplain des Jura geschwemmt wurde, welcher Jura dann erst seither noch durch eine zweite Faltungsphase zur Barriere gegen die Alpen erhoben wurde. Gutzwiller leitete den Sundgauschotter seinerzeit besonders vom Rhonegletscher ab, der damals den Jura teilweise überflutet hatte. Heute aber ist es sicher, daß der Sundgauschotter älter ist als die Überflutung des Jura durch das Rhonegletschereis. Innerhalb der Schweiz nördlich der Alpen kennen wir einzig noch auf den Höhen von Roßberg und Hemminghof südlich Neunkirch im Klettgau, über Malm und Bohnerz, Reste von Lagern vorherrschend aus Quarzitgeröllen, die nach Gutzwiller und Schalch dem Sundgauschotter entsprechen könnten. Die Abspülungsprodukte der Alpen wurden damals wohl meistens weiter hinaus geführt. Am Südabhange der Alpen dagegen können wir die Konglomeratfüllungen der pliocänen Fjorde (Ponteganakonglomerat) zeitlich dem Sundgauschotter gleichstellen.

2. Die Deckenschotter D_1 und D_2 und die zugehörige 1. und 2. („Günz"- und „Mindel"-) Vergletscherung.

Literatur:

Roman Frei, Monographie des schweizerischen Deckenschotters, Lfg. XXXVII der „Beiträge" N. F., 1912.

In unserer kurzen Zusammenfassung halten wir uns hauptsächlich an den auf Gutzwiller, Du Pasquier und Penck nachfolgenden gründlichsten Erforscher und Kenner des schweizerischen Deckenschotters, meinen ehemaligen Schüler und Assistenten Dr. Roman Frei, der leider in Borneo 1914 an Typhus gestorben ist.

Beschaffenheit. „Deckenschotter" wurden von Penck die ältesten Fluvioglazialschotter genannt, weil sie besonders im Vorland der Ostalpen in ausgedehnten Hochflächen das Tertiär überdecken. Bei uns sind sie viel weniger aus-

gebreitet. Sie bilden meistens eine Nagelfluhplatte auf- oder angelagert an den höchsten Erhebungen der betreffenden Gegend. Überall liegen sie entweder auf Molasse oder älterem Fels oder dann auf der ihnen selbst zugehörigen Grundmoräne. Es ist auffallend, daß die Deckenschotterreste am ausgedehntesten und zahlreichsten in den nördlichsten Teilen unseres Landes vorkommen, in der Westschweiz aber ganz zu fehlen scheinen (Tafel XI).

Dem hohen Alter dieser Schotter entspricht ihre starke Verkittung, zufolge derer sie senkrechte und überhängende Felswände bilden können. Durch die lang-

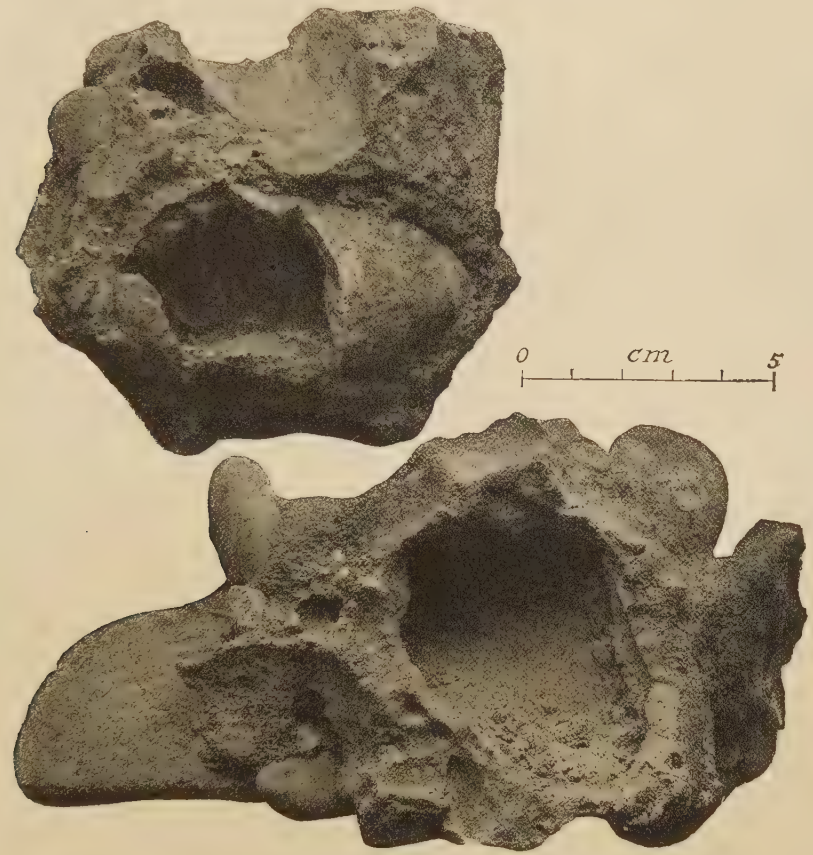


Fig. 48.
Hohle Geschiebe im Deckenschotter. (Dolomitpulver in der Höhlung.)

dauernde Einwirkung der kohlensäurehaltigen Wässer wurde eine große Zahl von Geröllen ausgehöhlt. Solche hohle Gerölle mit noch erhaltener Rinde findet man in allen Entwicklungsstadien; sie bilden eine überall zu beobachtende allgemeine Eigentümlichkeit des Deckenschotters („Löcherige Nagelfluh" Escher). Sie fehlen aber auch nicht ganz in jüngern Schottern und sind als Seltenheit auch in der tertiären Nagelfluh beobachtet worden. Soweit bis jetzt bekannt ist, sind nur Dolomite und dolomitische Kalke zur Bildung von hohlen Geröllen geeignet. Ein Zeichen des relativ hohen Alters des Deckenschotters ist auch die intensive Verwitterung seiner ein-

zelnen Gerölle. Diese kommt am deutlichsten im Zustand der kristallinen Silikatgerölle zum Ausdruck: Granite, Gneise, Porphyre sind meistens morsch und mit einem leichten Schlag zu zertrümmern. Diorite und Amphibolite konnten der Verwitterung etwas besser widerstehen. Auch die widerstandsfähigeren Kalk- und Sandsteine zeigen einen stärkeren Grad der Zersetzung als in den jüngeren Schottern. In der Geröllzusammensetzung unterscheiden sich die beiden Deckenschotter von den jüngeren Schottern durch ihren geringen Gehalt an kristallinen Silikatgesteinen und im Streuungsgebiet des Linthgletschers durch geringere Anzahl von Sernifitgeschieben. Im ostschweizerischen Deckenschotter ist das Geröllmaterial aus der tertiären Nagelfluh weitaus vorherrschend. Der ältere Deckenschotter enthält meistens etwas weniger kristalline Gesteinsarten, dafür etwas mehr Kalksteine als der jüngere.

Der Gesteinszusammensetzung nach gehört der größte Teil des noch erhaltenen Deckenschotters dem Streuungsgebiet des Rhein- und Rhein—Linth-Gletschers an. Reußmaterial (Windgällenporphyr) wurde am Gebenstorfer Horn und in der Gegend von Mandach—Leibstadt gefunden. Deckenschotter des Aaregletschergebietes kennt man bis jetzt nicht mit Sicherheit. Vielleicht gehört die Nagelfluh bei Meikirch NW Bern der jüngeren Decke an. Rhonegesteine scheinen in unseren Deckenschottern vollständig zu fehlen.

Ausdehnung und Schwankung der 1. und 2. Vergletscherung. Über die Ausdehnung der 1. Vergletscherung haben wir nur noch wenige Anhaltspunkte. Moräne im älteren Deckenschotter des Höchsten nördlich vom Bodensee, in der Gegend von Bodmann am Ueberlingersee und gekritzte und eckige Geschiebe an der Schrotzburg am Schienerberg nördlich Stein mögen ungefähr den äußersten Saum des Rheingletscherfächers zur ersten Eiszeit bezeichnen. Dieser hielt sich im westlichen Bodenseegebiet etwa in den Grenzen des inneren Kranzes der Jung-Endmoränen. Ein Arm des Rheingletschers floß auch schon zur ersten Eiszeit durch das Walenseetal ins Linthgletschergebiet, wie die relativ zahlreichen Bündnergesteine im älteren Deckenschotter vom Irchel bis zum Heitersberg und Albis anzeigen. Der vereinigte Rhein—Linth-Gletscher erstreckte sich bis zur Linie Irchel—Egg S Regensberg—Siggenberg (Du Pasquier beobachtete Blockfazies am Irchel, Moräne an der Südseite der Egg bei Schöfflisdorf, gekritzte Geschiebe im D_1 südlich Regensberg, Blöcke an der Ostseite des Siggenberges). Der Reußgletscher reichte bis in die Gegend von Kulm.

Unsere Tafel X enthält einige Andeutungen über die äußersten Moränen des Deckenschotterkomplexes. J. Hug ist darauf aufmerksam geworden, daß vom Albis bis über die Lägern in allen Profilen des älteren Deckenschotters zwei Grundmoränenschichten eingeschlossen sind, die nördlich der Lägern auskeilen. Innerhalb der ersten Eiszeit muß also der Gletscher zweimal bis an die Lägern vorgestoßen sein und sich dazwischen wieder etwa 25 km zurückgezogen haben. Für die Deckenschottervergletscherungen ist aber sehr bezeichnend, daß sie nicht ein inneres Moränenbecken aufweisen, das nach außen gegen das Schottergebiet durch große Wallmoränen abgegrenzt wäre. Die Wallmoränen fehlen hier vollständig, und Schotter und Grundmoränen wechseln in weit ausgedehnten flachen Schichten mehrmals miteinander ab.

Während der 2. Vergletscherung lag der Rheingletschersaum im westlichen Bodenseegebiet ungefähr in derselben Zone wie zur 1. (Moräne im jüngeren Deckenschotter bei Heiligenberg, bei Bodmann nördlich Oehningen, am Stammheimerberg, Moränenfazies nördlich Herdern). Blöcke am Hiltenberg und am Ensperg in der Gegend von Eglisau—Kaiserstuhl und am Kreuzliberg bei Baden machen es wahrscheinlich, daß der Rhein—Linth-Gletscher der Mindelvergletscherung im Glatt- und Limmattal bis in die Nähe dieser Punkte gekommen ist.

Vorkommnisse. Vor den Gletscherenden breiteten die Schmelzwasser die Schotter in ausgedehnten Decken aus, die in der Ost- und mittleren Nordschweiz riesigen flachen Schuttkegeln ähnlich waren. Von diesen einstigen Schotterdecken sind nur noch geringe Reste erhalten (vergl. Tafel XI).

Reste der älteren Decke finden wir an folgenden Orten: Schrotzburg (680—693 m) und Kronbach am Schienerberg, Neuhauserwald (550—568), Irchel (620—696), Albishochwacht—Bürglenstutz (860—910), Uetliberg (840—873), Heitersberg südlich Regensberg (600—649), Siggenberg (545 bis 610), Stadlerberg, Egg—Bannholz (571—674), Buchstock, Schneisinger Bowald, Spornegg bei Baldingen, Nurren bei Reckingen (515—550), NE Badisch Reckingen (525—568), Achenberg bei Zurzach, Bercherwald N Zurzach, Mandacher Mühle, Leibstadt—Bossenhäuser (465—520), Birkingen (440—490), Vogelsand bei Arisdorf SW Rheinfelden (410—425), E Münchenstein, Neuweiler—Schönenbuch (360—399), Wenzweiler—Attenschweiler SW und W Basel; Lucke ob Thurmringen, Lerchensang bei Riehen im Wiesental (Schwarzwaldschotter). Egg (765—791) und Horn westlich vom Hallwilersee, Stierenberg und Sackwald zwischen Winen- und Suhrtal.

Ein klassisches Relikt des Deckenschotters ist der oben genannte Gipfel des Ütliberg, Fig. 45, bei Zürich. Hier hat Arnold Escher ihn längst beobachtet und als „löcherige Nagelfluh" und später als „diluviale Nagelfluh" bezeichnet. Er kannte die unterliegende Grundmoräne und suchte in der Nagelfluh nach geschrammten Geschieben, während C. Mayer-Eymar stets noch die Zugehörigkeit zur Molasse als deren oberste Schicht behauptete. Quellenfassungen erwiesen immer deutlicher die Unterlagerung mit Grundmoräne. Endlich im Jahr 1882 wurde ein Nagelfluhhügel zur Ausebnung für die Hotelanlage abgetragen und dadurch ein allmählicher Übergang der Moräne in die aufliegende Nagelfluh und deren Blockfazies freigelegt. Zusammen mit Gutzwiller und Gilliéron stellten wir damals die Erscheinungen dieses vorübergehenden Aufschlusses genau fest.

Jüngeren Deckenschotter finden wir an folgenden Stellen: Tannenberg und Steinegg westlich von St. Gallen (830—870), Hohlenstein N Bischofszell (560—611), Hörnliwald und bei Steinegg N Herdern und Hüttwylen, Stammheimerberg (590—630), Wolkensteinerberg—Hohenklingen—Oelberg—Bahnholz S Schienen—Hungerbohl—Litzelshausen—Kressenberg—Winzbühl auf dem Schienerberg (560—650), Friedinger Schloßberg, Heilsperg bei Gottmadingen, Buchberg (518—550) und Auf dem Berg bei Thäingen, Rankenberg N Diessenhofen, Hohberg bei Herblingen, Geißberg bei Schaffhausen, Kohlfirst (500—560), Hohfluh W Schaffhausen, Asenberg (463—520) und Rechberg im Klettgau, Rheinsberg (515—565). Hiltenberg—Laubberg bei Eglisau 1 km N Rafz (503), Emperg, Buchhalde und Sanzenberg in der Gegend von Kaiserstuhl, linkes Gehänge des Fisibachtales S Rümikon (470—520), E Dangstetten, Aarberg und Tannboden bei Waldshut (395—475), Krähstel S Regensberg, Sulzberg bei Wettingen, Kreuzliberg (480—525) und Rotholz bei Baden, Gebenstorfer Horn, Bruggerberg (430—520), Gegend von Mandach—Leibstadt, Schwörstadt—Riedmatt, Rheinfelderberg (335—380), zwischen Giebenach und Pratteln, Rütihard bei Münchenstein, Bruderholz—Oberwil—Buschweiler (300—330?) S und W Basel, bei Riehen im Wiesental (Schwarzwaldschotter), Hohliebe, Fornegg (560—615) und Gulmhöhe W von Winental, Meikirch(?) NW Bern.

Der echte Deckenschotter, höherer wie tieferer, ist nur in der Ost-, Nord- und Mittelschweiz gefunden worden. Nirgends geht er über das Suhrtal westlich hinaus. Alle bisher aus der Westschweiz namhaft gemachten Funde haben sich als wahrscheinlich jüngere Schotter erwiesen.

Alter des Deckenschotters. Es scheint uns natürlich, den Deckenschotter zum ältesten Diluvium (Quartär), nicht zum Pliocän zu stellen, weil er eine fluvioglaziale Bildung ist. Die wahrscheinlich äquivalenten Bildungen anderer Gebiete (Plateauschotter der Bresse und der Dombes bei Lyon, Ferretto in Oberitalien) liegen ebenfalls diskordant über Pliocän. Mit den Eisfluten beginnt für unser Land eine ganz neue Zeit. Es wäre sehr unnatürlich, die Grenze zwischen Tertiär und Diluvium zwischen die Eiszeiten hineinzulegen. Damit soll nicht behauptet sein, daß eine zeitliche Äquivalenz mit Oberpliocän undenkbar wäre.

Der Deckenschotter hat bis jetzt nur die folgenden spärlichen Fossilfunde aus der Gegend von Basel, Siggenberg, Sipplingen und Traun—Ennsplatte geliefert. Sie stammen alle aus dem älteren Deckenschotter.

Hyalinia cellaria Müll. (Helix).
*— crystallina Müll. (Helix).
— fulva Müll. (Helix).
— nitidula Drap.
*Vallonia tenuilimbata Sandb. (Helix).
Trichia sericea Drap. (Helix).
*— hispida L. (Helix).
*Arianta arbustorum L. (Helix).
*Cochlicopa (Cionella, Zua) lubrica Müll. (Helix).
*Pupa (Pupilla) muscorum L.
— (Vertigo) pygmaea Drap.
Clausilia dubia Drap.
*Succinea oblonga Drap.
Pomatias spec. ind. cf. Henricae Strob. et obscurus Drap. (Cycl.).

Die meisten dieser Schneckenarten kommen im Löß vor und leben auch heute noch; die typischsten Lößkonchilien und die hier mit * bezeichneten Arten finden sich auch schon im Pliocän; andererseits ist Vallonia tenuilimbata Sandb. bis jetzt nur noch aus dem pliocänen Red Crag Englands bekannt und sonst noch nie in den gut untersuchten Diluvialbildungen gefunden worden.

Die prädiluviale Oberfläche. Wenn es gelingt, die Oberfläche des Molasselandes zu Beginn des Diluviums festzustellen, so können wir den Betrag der diluvialen Ausmodellierung darnach bemessen. Gewöhnlich spricht man von der „präglazialen Oberfläche", meint aber eigentlich die prädiluviale. Praktisch sind wohl die beiden nicht stark voneinander verschieden.

Reste der präglazialen Oberfläche sind sicher alle Unterlageflächen des älteren höheren Deckenschotters, sodann annähernd manche Kulminationsflächen von Molassebergen ohne D_1, die in das gleiche Niveau sich einreihen, und ebenso Felserosionsterrassen an höheren darüber hinausragenden Molassebergen. Brückner (P. und Br. S. 472) hat diese Reste zu verfolgen und zu verbinden gesucht. Er betont mit Recht, daß sich an dieser präglazialen Oberfläche des schweizerischen Mittellandes das Gefälle nach den gleichen zwei Hauptabflußpunkten hinabziehe, die noch heute maßgebend sind: gegen N an den Rhein nach Waldshut, gegen SW an den Juradurchbruch der Rhone. Für weite Strecken ist jetzt das Gefälle dieser präglazialen Peneplain von den Alpen weg 6 bis 10 °/₀₀ und noch mehr. Das ist wohl mehr, als ursprünglich geschaffen! In den Längstälern des Juragebietes sind es nur 3 bis 4 °/₀₀. Brückner behauptet, daß die präglaziale Oberfläche sich an die Alpen „scharf anschließe". Dies letztere freilich kann ich nicht bestätigen, wie ich überhaupt seiner Rekonstruktion der präglazialen Oberfläche nicht überall zu folgen vermag. Ich fand, daß sie vom Jura gegen die Alpen erst steiler, dann flacher ansteigt und dann strichweise gegen die Alpen hin rückläufig wird, also seit ihrer Entstehung verbogen ist.

Einige Beispiele solcher Reste der präglazialen Oberfläche sind, abgesehen von den bekannten Auflagerungsflächen des Deckenschotters:

Plateau zwischen Neuhausen und Neunkirch (Kt. Schaffhausen) ca. 600 m. Müserenplateau westlich von Baden, steilstehendes Tertiär, Jura und Trias zur Peneplain denudiert, 560 m Meerhöhe, gegen NW abfallend auf 500 m (vergl. Fig. 30). Molasseberge südlich Winterthur, Kyburg usw. 700 m. Kantenflächen des Albis nach Abdecken des Diluviums 800 bis 860 m. Lindenberg 880 m, mit Altmoränen bis 900 m aufgehäuft. Hochflächen bei Röthenbach, Eggiwil, Langnau, 880 bis 900 m. Umgebung von Huttwil nördlich des Napf, Flächen von ca. 800 m. Schiltwald nördlich Sempachersee ca. 800 m.

Die Zuteilung mancher anderer Hochflächen, wie z. B. des Zugerberges und des Seebodens an der Rigi (durch Brückner) zur präglazialen Oberfläche beruht auf Irrtum. Auf dem östlichen Teil des Zugerberges liegt Moräne der größten Vergletscherung. Am Westrande hoch über Walchwil lehnt sich daran bis 1000 m und nördlich bei der Hochwacht bei 925 m die höchste Würm-Randmoräne des Reußgletschers. Das schöne Plateau des Walchwiler- und Zugerberges ist kein Stück der präglazialen Molassepeneplain, sondern jungdiluviale Aufschüttung zwischen den Randmoränen der beiden letzten Vergletscherungen. Die Molasse darunter ist sehr uneben und liegt zum Teil 100 bis 200 m tiefer (R. Frei). Der Seeboden an der Rigi ist ein Moränengesimse mit Hinterfüllung, nicht ein präglazialer Molasseboden (Alb. Heim).

Abgesehen von den nachträglichen Dislokationen ist diese vordiluviale Landesoberfläche eine sanft wellige Ebene, welche die verschiedenartigen Schichtglieder der Unterlage schneidet, also durch Erosion entstanden ist (Fig. 30 und 31). Immerhin war sie bei uns viel weniger regelmäßig als im Vorlande der Ostalpen. Sie streicht über die Köpfe der Mehrzahl der Molasseberge und mancher Juraberge hinaus. Vom mittleren Molasselande, wo sie 800 bis 900 m hoch liegt, hat sie ein ziemlich gleichmäßiges Gefälle von 11 bis 13 ‰ gegen NNW und erreicht den Schwarzwaldrand in 400 m bei Waldshut. Diese Abspülungsebene war von flachen Rinnen durchzogen, die in der mittleren Nordschweiz im allgemeinen meistens schon die Lage der heutigen Täler innehatten.

Einzig das Limmattal, damals noch Sihltal, lag anders. Es zog von Baden nach NW über den Siggenberg gegen Döttingen. Das Talstück Baden—Turgi schnitt sich wohl in der 1. Interglazialzeit als epigenetisches Tal ein. Das Aarequertal und das Rheintal von Waldshut abwärts, waren schon vor der 1. Vergletscherung vorhanden, denn hier erscheint der D_1 nicht mehr auf den höchsten Bergen, sondern in hohen angelagerten Terrassen den Flanken des Tales entlang.

Über diese Abspülungsfläche der pliocänen Alpenflüsse ragen „Zeugen" hinaus, so der ganze Kettenjura mit einzelnen getrennten östlichen Ausläufern wie Kestenberg und Lägern. Letztere bildete schon damals einen 300 m hohen Bergkamm. Der Randen, die Klettgauerberge und der Tafeljura westlich des unteren Aaretales bildeten die Umrahmung gegen N und NW. Die Hörnligruppe war wie die Lägern ein Inselberg in der Ebene. Gegen S stiegen als Alpenrand Rigi, Roßberg, Speer aus der Abschwemmungsebene hoch empor. Gewiß griff die präglaziale Fastebene des Molasselandes ursprünglich auch in die Zone der dislozierten Molasse und in die Alpentäler hinein. Allein hier wird ihr Verfolgen durch besondere Unregelmäßigkeiten sehr unsicher. Welche inneralpinen Talterrassen und Talstufen direkt in die präglaziale Molassefläche hinausliefen, ist bisher verschiedentlich vermutet, aber nicht sicher festgestellt worden. Alle bisherigen bezüglichen Versuche und besonders auch die Meinung, die Alpen über dieser präglazialen Basis seien damals ein „reifes Gebirge" gewesen, halte ich für unrichtig. Benützen wir nur die wenigen sicheren

Flächenstücke der präglazialen Peneplain aus dem südlichen Strich der flachen Molasse bis eben in die dislozierte subalpine Molasse hinein, z. B. Lindenberg—Zugerberg (letzterer unter Abzug des aufliegenden Diluviums), so ergibt sich für diesen oberen Teil ein kaum halb so starkes Gefälle, da, wo es doch größer hätte sein sollen. Hierin zeigt sich die seebildende Einsenkung der Alpen und ihrer Randzone, die eben jünger ist als die präglaziale Oberfläche, und welche diese letztere alpeneinwärts eingebogen hat. Die Reste sicher präglazialer Molasseoberfläche sind leider zu zerrissen, zu sehr nachher durch Auflagerung, Abwitterung und Dislokation gestört, als daß wir auf dieser Grundlage weiter aufbauen dürften, und kein diluvialer Schotter greift kontinuierlich aus der Molasse als ein Fingerzeig zur Deutung weit in die Alpentäler hinein.

Eines aber müssen wir noch hervorheben: Räumen wir vom Albis über das Plateau von Hirzel—Menzingen—Baarburg bis an den Gubel und Zugerberg Moränen und alte Schotter weg, so kommen wir auf ein ausgedehntes Stück präglazialer Molasseoberfläche, das tiefer liegt als Albis und Lindenberg und zum Teil alpeneinwärts abfällt — wir stehen in einer rückläufig eingesunkenen Zone der präglazialen Molasseoberfläche.

Die zur zusammenhängenden präglazialen Oberfläche ergänzten Reststücke derselben müssen wir in ihre ursprüngliche Lage zurückgebogen denken. Sie lag dann wohl im ganzen noch tiefer und hatte von der Mitte des Molasserandes nach N und W weniger Gefälle als heute. Auf dieser Fläche schwankten die trüben Gletscherflüsse der Alpen hin und her, und die Gletscher rückten vor. Es entstand der obere Deckenschotter als ausgedehnte Kiesablagerung.

Die Oberfläche vor der zweiten Eiszeit. Wir finden bei uns den jüngeren Deckenschotter überall in tieferer Lage als den älteren; die interglaziale Erosion hat vollständig durch den letzteren hindurch und noch in die Unterlage eingeschnitten. In der Nordschweiz bildete die Landoberfläche am Schlusse der ersten Interglazialzeit, soweit wir sie jetzt noch rekonstruieren können, im Verhältnis zu heute in großen Gebieten eine sanftwellige Ebene. Eine Rinne zog an Stelle des heutigen Thurtales nach W, eine andere, wohl aus SE kommend, quer über den heutigen Schienerberg gegen Gottmadingen, wo sie nach W und am Fuße des Randen nach SW umbog, um nördlich bei Schaffhausen in den Klettgau zu münden.

Die Höhenlage und Mächtigkeit der Deckenschotter, sowie die Größe der interglazialen Günz-Mindel-Erosion, nach den noch vorhandenen Deckenschotterresten bestimmt, wird von R. Frei durch die folgende Tabelle gegeben.

Aus den Zahlen wie aus Tafel XIII und XIIIa ergibt sich, daß die präglaziale Oberfläche und die Talsohlen am Ende der ersten Interglazialzeit sich talabwärts kontinuierlich den heutigen Talböden nähern, und daß sie auch untereinander talabwärts konvergieren. Der Betrag der interglazialen Günz-Mindel-Tiefenerosion nimmt talauswärts ab. Dies ist besonders deutlich im Rheintal von der Töß-mündung bis Basel. Die Mächtigkeit schwankt etwas, was zum Teil eine Folge der späteren Erosion oder der Unebenheit der Auflagerungsfläche ist. Ausnahmsweise kann sie für D_1 auf 80 m (südlich Regensberg) und fast 100 m (Uetliberg, Egg bei Schöfflisdorf) bei Einschluß der zugehörigen Grundmoräne anschwellen.

Rheingebiet (Roman Frei)	Älterer Deckenschotter		Erste Interglazialzeit		Jüngerer Deckenschotter	
	Höhe der Sohle über dem heutigen Fluß in m	Mächtigkeit in m	Vertiefung der Talsohle seit der Präglazialzeit in m	Betrag d. interglazialen Tiefen-Erosion in m	Höhe der Sohle über dem heutigen Fluß in m	Mächtigkeit in m
Schienerberg	280[1]	15—20	110	130	170	75—80
Gegend von Schaffhausen	190[2]	20	60	80	110[3]	50
Gegend der Tößmündung	285	55	105	160	180	40
Badisch Reckingen	200	50	65	115	130	15 (?)
Waldshut—Leibstadt	150	55	70	125	80	80
Rheinfelden—Augst	130	35	55	90	65	30
SW Basel	110	25—30	55	80—85	55	20
Baden—Siggenberg	195	65	70	135	125	45
Brugg	—	—	—	—	100	90

Älterer Deckenschotter des Linthgebietes (nach Alb. Heim).

Lokalität	Meerhöhe des Deckenschotters in m		Mächtigkeit von Deckenschotter (ev. inkl. Mor.) in m	Höhe der Oberfläche über dem heutigen Fluß oder See in m	
	Unterlage	Oberfläche			
Sihlsprung	580	620	40	211	über Zürichsee
Lorzetobel	545	600	55	200—240	„ Zugersee
	603	657	54		
Kellenholz	665	700	35	ca. 300	„ Zürichsee
Baarburg	640	637	47	„ 270	„ Zugersee
Albis	840—870	915	55	„ 506	„ Zürichsee
Schnabel	860	878	16	„ 470	„ „
Uetliberg	840—750	873	30—100	464	„ „
Sennenberg (Heitersberg)	590	634	44	256	„ Limmat
Kreuzliberg (Heitersberg)	570	632	62	258	„ „
SW Regensberg	600	649	49	221	„ „
Egg bei Schöfflisdorf	571	674	103	214	„ „
Innergländ bei Würenlingen	539	575	36	244	„ „

Das Gefälle der Deckenschotteroberflächen

ergibt sich in prachtvoller Weise aus den durch R. Frei kartographisch in 1 : 100 000 zusammengestellten Beobachtungen wie folgt:

	Richtung	Länge in km	Gefälle absolut in m	Gefälle in ‰
Oberer Deckenschotter D_1				
Schaffhausen—Waldshut	E—W	30	80	2,6
Mellingen—Waldshut	S—N	25	180	7,2
Unterer Deckenschotter D_2				
Unterer Bodensee bis Schaffhausen	E—W	21	130	6,2
Aaretal Kestenberg bis Waldshut	S—N	21	110	5,23

Verglichen Tafel XIII und XIII a, ferner Fig. 31, 66 und 67.

[1]) Auf das Rheintal bezogen.

[2]) Auf die Rheinhöhe unterhalb des Rheinfalls bezogen.

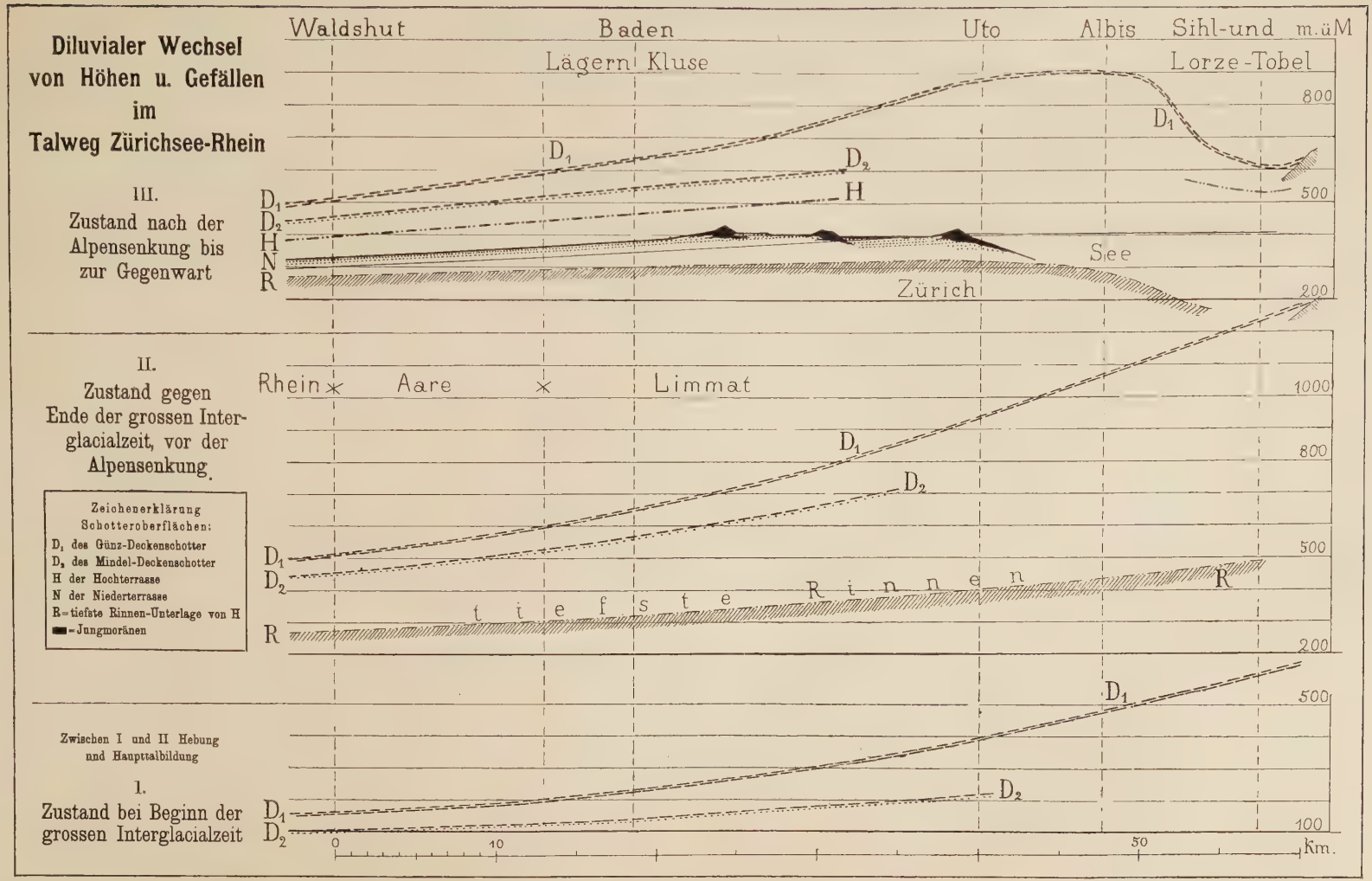
[3]) „ „ „ oberhalb „ „ „

Wir haben hervorgehoben, daß wir höheren Deckenschotter in der Westschweiz nicht kennen. Wohl aber liegt ein entsprechendes Gebilde der „Cailloutis des plateaux" am Außenrande des Jura in Frankreich in den Gebieten der Dombes und der Bresse und erstreckt sich von da in die Juratäler des Ain, Surand und Doubs hinein. Dieser Schotter liegt bei 300 bis 400 m Meerhöhe wenigstens 100 bis 120 m über den jetzigen Flußläufen. Er enthält vorherrschend jurassische Gerölle, daneben im SW-Gebiet alpine, im NE vogesische Geschiebe. Er ist nicht mächtig, liegt aber überall einer Erosionsfläche des Pliocän auf. Wir halten ihn für eine dem Deckenschotter gleichzeitige, mehr oder weniger fluvioglaziale bis rein fluviatile Bildung des ältesten Diluviums. Mit dieser Ablagerung haben sich eingehend beschäftigt Delafond, Depéret und Penck.

Dislozierter Deckenschotter in der Jurazone.

Nicht mehr überall liegt heute das ursprüngliche Schotterniveau vor. An einigen Stellen ist der Deckenschotter von tektonischen Störungen betroffen worden. In der Gegend von Eglisau und Kaiserstuhl glaubt Penck treppenartiges Absinken des jüngeren Deckenschotters konstatieren zu können und am Hiltenberg sei er auf 20° Neigung disloziert. Im besonderen betont er nachdrücklich, daß das Gefälle desselben mit ca. 6‰ nach Norden gehe, während doch vom Bodensee bis über Schaffhausen EW-Strömung ihn gebracht habe: Längs der Linie Kaiserstuhl—Schaffhausen liegt der Deckenschotter 500 bis 600 m hoch, auf der weiter SE liegenden Linie Irchel—Sipplingen 600 bis 700 m, Überlingen—Heiligenberg 700 bis 800 m. Zwei NE laufende Abknickungslinien seien angedeutet. Dabei ist nicht zu vergessen, daß die flachen Schuttkegel des D_1 und D_2 doch von S nach N oder SE nach NW angeschüttet wurden, während die EW-Täler mehr nur die Ablauflinien des entlasteten Wassers waren, also geringeres Gefälle haben konnten. R. Frei berichtet, der jüngere Deckenschotter zwischen Schwörstadt und Riedmatt gegenüber Möhlin sei um ca. 25 m unter die Verbindungslinie der gleichaltrigen Schotter bei Waldshut und Rheinfelden gesunken. Die oben erwähnten Schwarzwaldschotter nordöstlich Basel seien ebenfalls durch tektonische Störungen in ihre tiefere Lage gekommen. Westlich Basel brechen beide Deckenschotter plötzlich ab. Ihre ehemalige nördliche Fortsetzung liegt wahrscheinlich im Grunde der oberrheinischen Tiefebene begraben. Das steilere Gefälle der Deckenschotterfelder in der mittleren Nordschweiz gegenüber den jüngeren Schottern hat zum Teil vielleicht seinen Grund in einer späteren Hebung der Gegenden des Oberlaufes (Tafel XIII a).

Am Hiltenberg bei Eglisau und ebenso auch am Empberg bei Kaiserstuhl ist der jüngere Deckenschotter an mehreren Brüchen in Schollen zerlegt, die ungleich verstellt sind, ohne daß eine andere Möglichkeit als Dislokation sich finden ließe (J. Hug). Der Gegensatz zu der benachbarten ungestörten Lagerung der Hochterrasse ist sehr auffallend. Die Dislokationszeit ist die große Interglazialzeit. Der Deckenschotter am Teufelskeller bei Baden liegt zu tief. Zwischen Schienerberg und Radolfszell hat Schmidle Verwerfungen entdeckt, die den Deckenschotter durchsetzen. Endlich ist zu erwähnen, daß auch die randalpine Molasseabsenkung, wie wir gleich darlegen werden, den Deckenschotter mitbetroffen hat. Eine gewisse


Diluvialer Wechsel von Höhen u. Gefällen im Talweg Zürichsee-Rhein
Waldshut
Baden
Uto
Albis
Sihl-und
m.üM
Lägern
Kluse
Lorze-Tobel
800
500
200
III.
Zustand nach der Alpensenkung bis zur Gegenwart
D1
D2
H
N
R
See
Zürich
II.
Zustand gegen Ende der grossen Interglacialzeit, vor der Alpensenkung.
Rhein
Aare
Limmat
1000
800
500
200
Zeichenerklärung
Schotteroberflächen:
D1 des Günz-Deckenschotter
D2 des Mindel-Deckenschotter
H der Hochterrasse
N der Niederterrasse
R=tiefste Rinnen-Unterlage von H
=Jungmoränen
tiefste Rinnen
Zwischen I und II Hebung und Haupttalbildung
I.
Zustand bei Beginn der grossen Interglacialzeit
500
100
0
10
50
Km.

Beweglichkeit unseres Landes war also im älteren Diluvium noch vorhanden, und man muß sich hüten, ausschließlich aus den Höhenlagen das Alter einzelner weitgetrennter Fetzen von Schottern vergleichen zu wollen.

Alpin dislozierte Deckenschotter.

(Vergl. Tafel XIIIa, Fig. 66 und 67.)

Der obigen, hauptsächlich von R. Frei stammenden Darstellung der Deckenschotter habe ich meinerseits noch einige Vorkommnisse anzugliedern. In der randalpinen Einsenkungszone der Molasse findet sich noch eine Region, wo, durch die Einsenkung geschützt, Deckenschotter näher den Alpen als sonst und in 250 bis 300 m zu tiefer Lage erhalten geblieben ist. Es sind das die Nagelfluhen von: Kellenholz—Hirzel bis 700 m und Neuenheim im Sihltal, Baarburg 687 m, Wädenswil Altschloß 550 m, Sihlsprunggebiet 630 und Lorzetobel 610 m. Sie bilden alle zusammen eine große Deckenschotterplatte von ca. 50 km² Fläche von Wädenswil bis gegen Zug, die alpenwärts rückläufig eingesunken und von jüngeren Schottern und massenhaften herrlichen Wallmoränen der letzten Vergletscherung überschüttet ist. Der typische Deckenschotterberg, die Baarburg, ist das einzige von der sonst zusammenhängenden Platte abgetrennte Stück. Sihl und Lorze sind in wilden Schluchten in die Platte eingeschnitten. Gegen Norden endet sie mit zackigem Erosionsrand, gegen Süden stößt sie an stark alpin dislozierter Molasse ab. Im südwestlichen Zipfel (Lorzetobel) geht die Nagelfluh mehr und mehr mit Verzahnung in Grundmoräne über. R. Frei hat, bloß wegen der zu tiefen Lage und der etwas reichlichen kristallinen Silikatgesteine, nicht gewagt, die Deckenschotternatur dieser Ablagerungen anzuerkennen. Mir scheint sie nach abermaliger eingehender Prüfung als ganz unabweisbar. Geröllmischung, hoher Grad der Verkittung, ausgelaugte und stark verwitterte Geschiebe, einheitliches Brechen in Vertikalbrüchen, Grundmoränenunterlage (Gegensatz zu Hochterrasse), deckenförmige Ausbreitung, Überschüttung mit jüngeren Moränen anderer Gesteinszusammensetzung — alles stimmt einzig mit Deckenschotter überein. Wir kommen im Abschnitt über Entstehung der Randseen eingehender darauf zurück. Als Kuriosum sei hier schon erwähnt, daß Brückner diese Deckenschotterplatte als Würm-Laufenschwankungs-Schotter erklärt hat.

Im gleichen alpinen Streichen wie die eingesunkenen Sihl-Lorze-Deckenschotter liegen die diluvialen Nagelfluhen rings um Bischofszell und zwischen Bischofszell und St. Gallen. Es ist zunächst die Tannenberggruppe, mit leider nur wenigen Aufschlüssen, zerfallend in die zwei ziemlich ausgedehnten Fetzen: Hohentannen 820 bis 904 m, zum Teil mit Moränen der letzten Vergletscherung überstreut, und Schifflimacherswald oder Steinegg—Burgstock 850 bis 877 m (vielleicht 911 m), ebenso überschüttet. Sodann liegt der Schotter, ausgezeichnet deckenförmig, am Bischofsberg 570 bis 620 m und in prachtvoller Felswand auf 1 km Länge entblößt bei Felsenholz—Hohlenstein 560 bis 611 m, nördlich Bischofszell. R. Frei rechnet den Bischofsberg zur Hochterrasse, allein auch er gibt zu, daß er ununterscheidbar sei vom Hohlenstein, den er als Deckenschotter erkannt hat. Hohlenstein ist echter Deckenschotter, sehr arm an kristallinen Geröllen, sehr gut verkittet,

voll hohler Geschiebe und durch die Deckenlagerung ganz von Hochterrassenschotter unterschieden, welch letzterer dort Rinnen und Täler füllt. Wegen etwa 10 bis 15° Nordfall in der Schotterwand von Hohlenstein hält R. Frei diesen Deckenschotter für Deltaschotter und wegen seiner relativ tiefen Lage für D_2. Allein die schiefe Schichtung hat gar keinen Deltacharakter, sie ist viel zu regelmäßig; nirgends findet sich Verzahnung schieferer Geröllschichten mit flacheren Sandschichten, nirgends Abstoßen der Schichten aneinander, nirgends Wechsel in der Geschiebegröße. Eine so durchgreifende ununterbrochene Parallelschichtung durch einen 20 bis 30 m mächtigen Komplex, auf so weiter Ausdehnung gleichmäßig nördlich fallend, kann ich nicht als Deltastruktur, sondern nur als nachträgliche Dislokation deuten. Wir befinden uns hier in der Zone der alpinen Randabsenkung, die vielleicht hier mehrere Wellen geworfen hat. Selbst wenn wir Hohlenstein noch als jüngeren Deckenschotter rechnen wollten, womit seine Beschaffenheit (Armut an Kristallinem) nicht stimmt, so liegt er doch noch um etwa 150 m, als älterer Deckenschotter um etwa 200 bis 250 m zu tief. Bischofsberg und Hohlenstein gehören zusammen. Im Bischofsberg liegt die Platte flach, am Hohlenstein sinkt sie nördlich ab. Beide Vorkommnisse liegen versenkt. Am Tannenberg hingegen würde das Niveau für oberen Deckenschotter nicht schlecht stimmen. Gutzwiller, Falkner und Ludwig, sowie Penck haben die Tannenbergschotter auch als D_1 betrachtet, und wir halten es für sehr wahrscheinlich, daß auch Hohlenstein und Bischofsberg hierher zu rechnen sind. Jedenfalls, auch bei der Deutung von R. Frei, hat zwischen den Schottern der Gruppe Bischofszell einerseits und der Gruppe Tannenberg anderseits eine Verstellung durch Dislokation in unerwartetem Sinne stattgefunden. Innerhalb der Tannengruppe hat die D_1-Platte rückläufiges Gefälle (Tannenwald 904 m, Burgstock 850 m). Noch ist zu erwähnen, daß, wie J. Hug und ich bei jüngster Revision gefunden haben, bei Oberetisberg und bei Burgstock im südlichsten Teile der Tannenberggruppe der D teils in Blockfazies übergeht, teils Streifen von Grundmoränenlehm enthält, also dem „Übergangskegel" angehört. Auch hier nimmt mit den Lehmstreifen Verkittung und Verwitterung der Gerölle ab.

Hug fügt dem Verzeichnis der Deckenschottervorkommnisse noch eines völlig in der subalpinen Molassezone bei, nämlich Raten zwischen Biberbrugg und Ägerisee mit 1100 m Höhe. Bei dieser Isolation und Lage sind Gefällsberechnungen nicht mehr möglich.

Deckenschotterquellen.

Der Deckenschotter ist der beste Quellbildner unseres Landes. Seine Hochflächen sind meistens bewaldet; er nimmt viel Wasser auf, läßt es langsam filtrieren und reinigt es gut. Von einer Hectare Sammelgebiet erhalten wir im niedrigsten Stande noch je 6 Ml. Die Deckenschotterquellen gehören zu den konstantesten, die wir kennen. Fast überall, wo Deckenschotter liegt, beziehen die umgebenden Ortschaften ihr Wasser daraus (Baden zum Teil, Freienstein, Siggental, Stammheim, Hüttwilen, Buch, Bischofszell usw.). Der kleine Gipfel des Ütliberges liefert ca. 12 Ml., und die Stadt Zürich hat zur Speisung der laufenden Brunnen aus dem Sihlsprung und

dem Lorzegebiete wohl 16000 Ml. bestes Quellenwasser zugeleitet, das aus diesen altdiluvialen Schottern unter 100 bis 250 m diluvialer Aufschüttung hervortritt. Eine der dortigen Quellen schwankt kaum um 5 % ihres Ertrages. Sie alle sind an der Sohle des Deckenschotters über Grundmoräne oder Molasse gefaßt.

3. Hochterrassenschotter (= H.).

Beschaffenheit, Lagerung und Ausbreitung.

Gewiß ist der Name nicht für alle Vorkommnisse zutreffend, indessen wollen wir nicht ändern. In der Hauptsache sind die Hochterrassenschotter schon oben charakterisiert. Sie enthalten mehr kristalline Geschiebe als die Deckenschotter, weniger als Niederterrasse und stehen auch im Grade der Verkittung und der Verwitterung der Gerölle gewöhnlich in der Mitte. Ihre Verkittung ist sehr unregelmäßig, oft recht stark, besonders in den äußeren Teilen, analog dem Phänomen der Gehängeschuttrinden oder Wüstenrinden trockener Länder. Tiefer im Innern sind sie lockerer. Vielfach bilden sich Höhlen unter den festeren Schichten. Hohle Geschiebe sind im Gegensatz zum Deckenschotter nur schwarmweise und recht selten zu finden. Oberflächlich ist der H. nicht selten verlehmt. Der H. ist die bei weitem mächtigste aller diluvialen Schotterbildungen. Selten hat er nur 10 bis 20 m, sehr häufig und auf große Ausdehnung 50 bis 80 m, recht oft 100 bis 140 m, und in der Umgebung von Schaffhausen sogar 180 bis 200 m Mächtigkeit. Gerade dort finden sich Relikte in allen Höhen innerhalb der 200 m. Erosion und Auflagerung von Löß und Altmoränen, Jungmoränen und Gehängeschutt gestalten die Oberflächen uneben im Gegensatz zu den Niederterrassen, die schön eben sind. Sie verdecken aber auch vielfach den H. Nur eine Karte des H. unter Weglassung der Überdeckung würde seine große Bedeutung vor Augen führen können, denn er ist vielfach nur an steilen Flußborden entblößt. Ausgedehnte mächtige H. sind irrtümlich für Niederterrassen angesehen worden, weil sie eine leichte Bedeckung von solchen tragen. (In Zukunft bezeichnen wir häufig Niederterrasse oder Niederterrassenschotter kurz mit Ni.) Die Oberkanten des H. liegen meistens über der Ni. Die Unterlage, wo sie sichtbar ist, wird stets von Molasse oder älteren Gesteinen gebildet, **nicht von Moränen.** Es liegen eben die einzigen älteren Moränen viel höher oben in den Deckenschottern, während die tieferen Gehänge, denen H. angelagert ist, ja erst nach der Günz- und Mindel-Vergletscherung entstanden sind. Der H. beginnt unten sehr oft in großblockiger Fazies mit einer Art Steinbett. Die Unterlage der H. liegt aber oft unter der Ni. und ist von Ni. verhüllt. Oft ist auf weite Ausdehnung keine Unterkante des H. entblößt. Ja wir können nachweisen, daß vielfach die H. noch tief unter den Ni. hinabgreift, so daß der letztere ganz eingeschachtelt liegt in einem Tale, welches den H. noch gar nicht ganz durchschnitten hat. Der H. liegt dann in einem Erosionstale der vorletzten Interglazialzeit, der Ni. in einem im H. ausgespülten Tale der letzten Interglazialzeit, und der jetzige Fluß in einem Postglazialtal, wobei die beiden letzteren Talbildungen meistens den Boden des ersten Tales aus der vorletzten Interglazialzeit noch lange nicht erreicht haben.

Am Schänzli St. Jacob a. d. Birs bei Basel füllt der H. die karrigen Unebenheiten und Taschen des steil gestellten Doggerkalkes und wird konkordant überlagert von dunklem alpinem Ni. mit Mammut, über welchem hellgelber jurassischer Ni. mit scharfer Grenze aufliegt.

Aber nicht nur Schieferkohle, Jungmoränen und Ni. liegen auf dem H. Im äußeren Vergletscherungsgebiete zeigt sich vielfach auch die Altmoräne eingelagert in tiefe Erosionsrinnen des H. (Beznau, Laufenburg usw.). Dadurch ist erwiesen, daß die größte Vergletscherung bedeutend jünger ist, als der H.

Im intramoränen Gebiete der letzten Vergletscherung ist die H. stärker und unregelmäßiger zerstückelt und noch mehr verhüllt. Die erhaltenen Vorkommnisse sind deshalb in ihrem Zusammenhang nicht mehr so leicht zu übersehen. Aber auch Penck gibt an, daß sich die „Rißschotter" unter den Moränen noch ein erhebliches Stück weit südwärts durch das intramoräne Gebiet erstrecken (P. und Br. S. 397). Ausbrechende Quellen und deren tiefe Fassungen haben uns oft erst den H. unter dem jüngeren Diluvium verraten (Kundelfingen bei Diessenhofen, Amriswil, Bischofszell, oberes Glattal Nordseite, Rümlang, Opfikon, Seebach, Birmensdorf—Urdorf, oberhalb Höngg, Eschenbach bei Luzern usw.). Sicherlich sind die Fundstellen noch viel zahlreicher, als wir sie bis heute kennen. Bei manchen der etwas isolierten Vorkommnisse ist die Zugehörigkeit zum H. nicht ganz bestimmt nachweisbar, aber doch durch die Art des Gesteins und die Höhenlage sehr wahrscheinlich. Ungefähr am N-Rande der subalpinen Molasse auf der Linie Konstanz, Amriswil, Bubikon, Littau streicht die Unterlage des H. über die jetzigen Molassetalböden gegen S in die Luft hinaus. In der subalpinen Molassezone und in den Alpentälern kennt man östlich der Aare keinen H. mehr.

Im Glattal hat Hug bei Gelegenheit von Bohrungen für Stauwehranlagen und Wasserversorgungen die Unterlagefläche des H. bis volle 38 km alpeneinwärts der Glattfeldermoräne verfolgen können; sie steigt mit etwa 4 ‰ aus der Tiefe, rascher als der Talboden, alpenwärts an und sticht zwischen Dürnten und Bubikon an die Oberfläche hinaus. Die Molasseunterlage tritt dort auf der ganzen Talbreite zusammenhängend ohne tiefere Rinne zutage, und alpenwärts gibt es keinen sicheren H. mehr. Diesem Talzuge gehören an die Vorkommnisse von Opfikon—Seebach, der Aatalschotter und die Schotter unter den Schieferkohlen und den Drumlin zwischen Grüningen und Dürnten.

Die Quellen, welche aus moränenbedeckter Hochterrasse hervorbrechen, liefern bei Niederstand noch 6 bis 8 Ml. per ha Sammelfläche.

Aeberhardt gibt an, daß im intramoränischen Rhone-Erratikum der H. in gesetzmäßigem Ansteigen talaufwärts bis an die Alpen hin, stellenweise bis in die Flyschzone verfolgt werden könne. Im Hintergrunde des Sense- und Saanetales fand er Schotter unter den Moränen der letzten Vergletscherung und am Manzisberg bei Plasselb in 917 bis 939 m Höhe, 40 m über der Terrasse von Plasselb den H. unter der Moräne der größten Vergletscherung. Weil dieser Schotter bis in die Alpen hineingreift, hält ihn eben Aeberhardt für interglazial. Seine Beschreibungen, sowie eine direkte Vergleichung machen es wahrscheinlich, daß unser H. demjenigen von Aeberhardt entspricht. Wir treffen für denselben durch die ganze außeralpine Schweiz die gleichen Erscheinungen: mitteldiluvialer Schotter weit verbreitet außerhalb wie innerhalb der Verglet-

scherung, unter den Moränen durchgehend, gegen die Alpen ansteigend. Indessen ist nicht immer bestimmt, ob Aeberhardts „H." aus der letzten Interglazialzeit oder aus der großen Interglazialzeit stamme.

Vorkommnisse.

Hochterrassenschotter finden sich an folgenden von Basel an flußaufwärts geordneten Stellen (vergl. Tafel XII).

Rhein-Linth-Erratikum extramorän (außerhalb der Endmoränen der letzten Vergletscherung):

Bei Sierenz im Oberelsaß unterhalb Basel und ebenso symmetrisch dazu am badischen Rande der Rheinebene nördlich Haltingen steigt die H. unter der Ni. mit 4 ‰ talaufwärts aus dem Talboden herauf, während sie südlicher bloß etwa $1^1/_2$ ‰ Gefälle hat. Die H. ist zu verfolgen westlich und südlich von Basel, südlich Augst, Ermitage bei Rheinfelden, Möhlinerfeld mit Moräne und Lößdecke, Wallbach (bei 280 m auf Rotliegendem), Eiken, Murg bis Kleinlaufenburg, zwischen Leibstatt ca. 360 m hoch und Koblenz 330 bis 340 m hoch auf Muschelkalk, zwischen Koblenz und Rietheim, Klettgau, Umgebung von Kaiserstuhl, Kundelfingen, Diessenhofen, Wasterkingen, Hüntwangen, Zweidlen, ausgedehnt und mächtig im Glattal: Umgebung von Glattfelden, dann E von Eglisau (mit Sernifit und Albula-Juliergranit).

Rhein-Linth-Erratikum intramorän: südlich Amriswil und Sulgen, Niederglatt—Höri, Schulhaushügel Seebach bei Zürich, Plateau von Opfikon, Volketswil, Baltenswil, Aatalschotter bei Uster—Wetzikon—Gossau—Dürnten.

Als dem H. entsprechend nimmt R. Frei auch den Schotter von Kellenholz Hirzel, Baarburg Neuheim und vielleicht Altschloß Wädenswil, alle im Gebiete zwischen Zugersee und Zürichsee. Ich bin überzeugt, daß er darin im Irrtum ist und diese Schotter Deckenschotter sind. Dagegen sind vielleicht als H. noch zu notieren: das Delta von Au am Zürichsee, Reidholz ob Wädenswil, die unteren Schotter der Sihl bei Mettel ob Sihlbrugg, manche Schotter über dem Lorzetobel unter den Jungmoränen, insbesondere die Schotter bei Rotenbach unter der Moräne von Gubel.

Im Aarequertal: Koblenz—Klingnau, westlich und südlich Leuggern, großes H.-Feld von Döttingen, nördlich und südlich von Brugg (mit Taveyannazsandstein, Sernifit und Melaphyr), große Terrassen 82 m mächtig bei Habsburg und nördlich der Aare bei Aarwangen usw.

Reußgebiet, meistens intramorän: Dättwil, Hiltiberg bei Rohrdorf, Eschenbach, Littau (?) Kriens (?).

In den Umgebungen von Aarau, das im Gebiete des größten Rhonegletschers liegt, enthält der H. Gesteine des Aarmassives, aber keine Walliser, während solche die aufliegenden Moränen und die Ni. bilden. Auch dies zeigt wiederum die Unabhängigkeit des H. von den Gletschern.

H. findet sich in manchen Resten über Olten bis gegen Solothurn. Im Winental, Ruedertal, bei Pfaffnau, im Wiggertal (z. B. bei Zofingen), Lutherental südlich Langental ist er zu treffen.

Die genaueren Fundstellen alle zu nennen, geht hier nicht an; sie sind zu einem großen Teil in den bezüglichen geologischen Spezialkarten nachzusehen.

Im Vorlande der Ostalpen sehen wir nicht selten, daß der H. über den stärker talausfallenden D. hinaufgreift. Im schweizerischen Gebiete war die Talerosion zwischen der Deckenschotterzeit und der Hochterrassenzeit viel stärker, so daß der H. viel tiefer und tief zwischen die D.-Reste eingeschachtelt liegt. Die Senkung der Erosionsbasis im „Rheintalgraben" mag daran schuld sein. An vielen Orten taucht aber der H. unter den Ni. hinab (Aarau, St. Jacob). Die Haupttäler waren schon vor der Ablagerung des H. meistens bedeutend tiefer als heute. Wir kommen sofort hierauf zurück.

Höhenlage.

Nachstehende Tabelle gibt für einige wichtige Vorkommnisse des H. die Höhen.

Oberes Niveau des Hochterrassenschotters.

Ort	Meerhöhe in Meter	Mächtigkeit in Meter	Höhe über dem heutigen Fluß in Meter	Tiefe unter der Oberfläche von D_2 in Meter
Rhein-Erratikum				
(Schaffhausen) [1]	520—550	160—200	160	10
Buchberg	480		140	85
Glattfelden	460	110	88	40—80
(Neerach)	490			
(Seebach)	472		47	
(Wangen Effretikon)	500	80	60	
(Aatal)	550		44	
(S Amriswil)	510		60	80
N Kaiserstuhl	460		125	90
W Fisisbach	450		120	70
Hörnlibuck Rietheim	390—400		70—80	75—85
Blomberg	440			80
Wiggenberg	430		60	60
Bürgerwald	400—405		70	75
Reuental	390		80	80
N Eiken	350		60	
Möhlinerfeld	340		60	30
Rheinfelden	312?		50	70
S Augst	335		80	35
Basel	320		70	20
Linth-Erratikum				
(Höngg)	460		60	
Reuß-Erratikum				
(Littau)	495		33	
Rordorf	485		130	
Dättwil (Hochzelg)	445		103	
Aare-Erratikum				
S Biel	540		105	
Bucheggberg	530		100	
Ob Gösgen	450		55	
Hunzenswil	410		55	
Habsburg	460		117	
Bruggerberg	440		105	80
Remigen	470		140	
Würenlingen ob Felden	420		93	
N Böttstein	420		100	40—50
Rhone-Erratikum				
Bougy (?)	600		225	

[1]) (....) = intramorän.

Wenn man die Höhen in Längsprofilen einträgt, so erkennt man leicht, daß das Gefälle des H. in gleichem Sinne verläuft wie dasjenige des D. und des Ni., und daß bis hinab nach Sierens unterhalb Basel, d. h. an den Rheintalgraben,

wesentliche Dislokationen in seinem Ausbreitungsgebiete seit seiner Bildung nicht zu spüren sind (vergl. Tafeln XIII). Alpeneinwärts reichen in der E-Schweiz die unzweifelhaften H.-Vorkommnisse knapp bis an die alpine Randflexur (Kriens?, Wädenswil—Reidholz?, Sihltal—Mettel?, Uznach?) — sie endigen ohne Zusammenhang mit Moränen, ohne Übergangskegel, in allen Tallinien vor der subalpinen Molassezone, aber 40 bis 50 km talaufwärts der Endmoränen. Mühlberg gibt an, daß im Reußtal der H. sich nicht weiter flußaufwärts als bis 3 km östlich oberhalb Mellingen verfolgen lasse.

4. Schotter der tiefsten Talrinnen.

Du Pasquier, Alb. Heim, F. Mühlberg, Gutzwiller, Osk. Frey, J. Meister und ganz besonders J. Hug sind bei ihren quellentechnischen Untersuchungen hie und da auf die Reste alter eingedeckter schmaler Talrinnen gestoßen, die meistens 10 bis 50 m, stellenweise sogar über 100 m tiefer sind, als die jetzigen Flußläufe daneben. Sehr oft weichen die lebendigen Flußläufe von der unterliegenden Rinne in epigenetischen Krümmungen ab. Die tiefen Rinnen sind die Sammelbahnen herrlicher Grundwasserströme. Da, wo die jetzigen Talläufe die tieferen alten überqueren, stoßen Quellen auf. Wir haben Schaffhausen, Neuhausen, Baden, Wettingen und andere Orte mit solchem Wasser versorgt. Schließlich sind wir zu der Einsicht gedrängt worden, daß die Erscheinung der eingedeckten tieferen Talrinnen für einen großen Teil der außeralpinen Schweiz allgemein ist.

Die tiefen Rinnen sind meistens unten mit einem teilweise verkitteten Schotter gefüllt. In den intramoränischen Gebieten liegt über diesem Rinnenschotter Moräne und zu oberst sehr oft Ni. oder andere Rückzugsschotter der letzten Vergletscherung. So sind die Verhältnisse z. B. in Schaffhausen, am Rheinfall, in Laufenburg. An manchen Stellen (Bern, Solothurn, Luzern, Gottmadingen usw.) sind die Rinnen direkt mit Grundmoräne zugeschüttet.

Der Schotter in den tiefen Rinnen, und folglich auch die tiefen Rinnen selbst, müssen also älter sein als die überdeckenden Moränen. Die letzteren sind am Rheinfall Jungmoränen, in Laufenburg Altmoränen. Daraus folgt, daß der Rinnenschotter im Alter etwa dem H. entspricht und die Rinnen schon in der vorletzten, d. h. in der großen Interglazialzeit ausgespült worden sind.

In den extramoränischen Gebieten und zufälligerweise auch hie und da in innermoränischen liegt über dem Rinnenschotter unmittelbar der Ni. Beide sind aber doch durch Zusammensetzung und Verfestigung zu unterscheiden. So ist es bei Rheinfelden, Glattfelden (durch Bohrungen genau verfolgt), Baden, Wettingen, Eglisau, Stein—Säckingen.

Wir haben über den Rinnenschotter erst verschiedene Vermutungen gehegt. Immer mehr aber gelangten wir zu der Überzeugung, daß er Hochterrassenschotter sei. Endlich hat Hug einige Stellen gefunden, wo er den direkten Zusammenhang und Übergang des H. in den Rinnenschotter feststellen konnte. Der Rinnenschotter ist Hochterrassenschotter, dessen Oberkante hoch über der Niederterrasse liegen kann, während er tief unter

die Niederterrassenauffüllung hinabreicht. Seine Vertikalausdehnung übertrifft diejenige des Ni. um das mehrfache.

Stellen, wo wir den H. unter die Ni.-Oberfläche hinabgreifen sehen, sind z. B. Klettgau, Wutachmündung, Glattfelden, Weyach, Leuggern, Mumpf, Wallbach, Nagelfluhfelsen im Rhein bei Basel.

Fundorte von übertieften Talrinnen.

Diluvial eingedeckte tiefe Talrinnen sind bisher von folgenden Stellen bekannt:

Östlich Schaffhausen kreuzt eine Tiefrinne von N nach S den Rhein. Am rechten Rheinufer oberhalb der Bahnbrücke ist der Bohrer bis 50 m unter Flußspiegel = 345 m über Meer im Diluvium geblieben. Südlich Schaffhausen geht die Tiefrinne unter der hohen Terrasse bei der Bindfadenfabrik Kettenen durch (Tafel XII Fig. 2). Das Diluvium ist dort bis auf 474 m angehäuft. Unter Kettenen liegt die Rinne etwa 125 m tief eingedeckt von wohl 70 m mächtiger Moräne und von Schotter. Schaffhausen liegt nördlich davon bei 390 m im Felsen eines epigenetischen und deshalb noch unfertigen, stromschnellenartigen Talstückes. Die Tiefrinne unterquert den Rhein abermals bei Flurlingen: plötzlich setzen dort alle Kalkfelsen im Rheinbett aus, und die Bohrlöcher für Brückenfundament haben bei der Station Schweizerisch—Neuhausen keinen Fels mehr gefunden. Dann geht die Rinne ca. 100 m tief unter Neuhausen durch und tritt beim Becken unterhalb des Rheinfalls, immer noch über 20 m übertief, wieder senkrecht unter den jetzigen Rhein (Tafel XII Fig. 3 u. Taf. XVII). Ich habe die Tiefrinne des Rheins bei Rheinau, den lebenden Rheinbogen zweimal kreuzend, getroffen. Hug hat sie sodann weiter abwärts am Rhein und seinen Nebenflüssen von Schaffhausen bis Muttenz verfolgt. Eine zweite tiefe Rinne fand Hug nördlich Schaffhausen und nördlich des Kalkfelsens des Ölbergs gegen Westen unter Moränen durch ins Klettgau hinüberführend. Auch sie ist von H. erfüllt, dessen Sohle mit 33 m im Grunde des die alte Rinne kreuzenden Mühletales nördlich Schaffhausen, wo beidseitig der Kalkfels aussetzt, noch nicht erbohrt worden ist. Ebenso haben bisherige Bohrungen auf Grundwasser im Klettgau in 36 m unter der Oberfläche den H. noch nicht durchsetzt. Hug fand eine tiefere Thurrinne 3 km nördlich vom jetzigen Thurlauf in einer Bohrung unweit Ellikon 60 m tief mit Moräne und Schotter gefüllt. Die tiefe Glattalrinne mündet gegen den Rhein ca. $^1/_2$ km unterhalb der jetzigen Glattmündung. Der Bohrer durchsenkte bei Glattfelden (Fig. 46) unter dem Glattniveau noch 25 m H., bis er den Molassegrund traf, und die Hochterrasse reicht beiderseits noch 30 m über die Glatt hinauf. Bei Wallisellen erreichte der Bohrer 35 m tief die Felssohle des Glattales noch nicht.

Bei Gottmadingen (Kt. Schaffhausen) ist man, in einem toten glazialen Talweg bohrend, 72 m tief gegangen. Die alte Rinne ist hier nicht mit Schotter, sondern Moräne gefüllt.

In Baden haben wir rechtsseitig der Limmat oberhalb der Stadt den Felsgrund der alten vom Wettingerfelde her kommenden, mächtig Wasser liefernden Rinne bei 28 m unter der Limmat, das ist bei ca. 339 m Meerhöhe, noch nicht erreicht. Dort beträgt der Quellwasseraufstoß über 30 000 Ml. In den beiden Klusen durch den Malmkalk bei Baden liegt die alte Tiefrinne senkrecht unter dem jetzigen Fluß. Bei der Gasfabrik von Zürich in Schlieren traf der Bohrer in 40 m, bei Altstetten in 30 m unter dem Fluß noch keinen Fels. Oberhalb Wettingen nahe unter der Station Killwangen blieb der Bohrer in 23 m unter der Limmat (352 m Meerhöhe) noch immer im Schotter. An dieser Stelle liegt die eingedeckte Tiefrinne 60 bis 80 m unter der Niederterrasse und über 60 m unter dem Niveau des Zürichsees. Diese oberen 60 m des Zürichsees sind somit nur diluviale Stauung. Im untern Aaretal bei Stilli haben Fundationsarbeiten den Fels 16 m unter der Aare nicht gefunden.

Bei Luzern läuft die Reuß auch nicht über einen Felsriegel, und nicht durch ein Felstrogtal, sondern unter ihr liegt, wie Brunnenbohrungen und Brückenfundationen gezeigt haben, eine glazial zugeschüttete über 20 m tiefere Rinne, die vielleicht unter dem Rotsee durch fortsetzt.

Der rechtsseitige Pfeiler der Kornhausbrücke in Bern blieb bei 28 m Tiefe unter der Aare noch in glazial mit Lehm und Sand zugeschütteter Rinne, ohne sich auf Molassefels stützen zu können. Im Marzili bei Bern (Strickerei Ryff) erbohrte Schachtler die Molasse erst 44 m unter dem Aarebett daneben, beim Moosseedorfsee (524 m), erst 86 m tiefer. Bei Olten liegt 21 m unter der jetzigen Aare noch Schotter. Ein Bohrloch im Talboden unfern Solothurn ist 46 m tief in

Grundmoränenlehm geblieben. An vielen andern Orten kann in Zukunft noch ähnliches gefunden werden. Das Phänomen der zugeschütteten tiefen Talwege muß noch weiter verfolgt werden. Es ist schon wegen der darin fließenden trefflichen starken Quelläufe von großer praktischer Bedeutung.

Aus den intramorän wie extramorän gelegenen mit H. gefüllten tiefen Talrinnen müssen wir schließen, daß die Durchtalung des Landes in der großen oder vorletzten Interglazialzeit am tiefsten ging, und daß die beiden letzten Vergletscherungen in den Talwegen nicht mehr vertieften, sondern wesentlich nur aufschütteten. Weder die Gletscher der größten noch diejenigen der letzten Vergletscherung haben vermocht, die dem größten Gletscher vorangehende Hochterrassenaufschüttung wieder auf frühere Tiefe auszuräumen, und auch die heutigen Flüsse bei heutigem Gefälle sind das nicht imstande. Die seitherige Erosion in H. hat seitlich bis in gewisse Tiefe große Massen von Schottern entfernt, sie hat aber nirgends vermocht, den Grund der alten Rinnen zu erreichen. Die jetzigen Flüsse serpentinisieren im extramoränen Gebiete in H. und Ni., die jetzt mögliche Vertiefung ist also zu Ende.

Weitere Ausbreitung der eingedeckten tieferen Talwege.

Die Erscheinung der tieferen, eingedeckten Talwege ist noch viel allgemeiner, nur die Eindeckung ist in ihren oberen sichtbaren Teilen mannigfaltig wechselnder Art. Auf H. mag Rückzugs-Ni. und zu oberst Alluvion liegen, oder Moränen nehmen an der Zuschüttung Anteil und ähnliches mehr, und der Talboden kann breit sein. Oft besteht gar keine Grenze zwischen den Schottern der tiefsten Rinnen und den Ausfüllungen der Täler. Alle Täler, die noch oder die schon am Ende der vorletzten Interglazialzeit lebendigen Fluß hatten, sind im Vergleich zum jetzigen Fluß im Fels übertieft, aber aufgeschüttet.

Im Agnotal bei Lugano haben unsere Wasserfassungen bei 25 m Tiefe den Felsgrund auch noch nirgends gefunden, ebensowenig unterhalb Burgdorf bei Utzendorf. Im Tal der Broye und in zahlreichen anderen Alluvionsböden liegt der Schotter viel tiefer als bis 20 und 30 m, weiter alpeneinwärts sogar über 100 und 200 m tief (Bohrung bei Diepoldsau im St. Galler Rheintal). Die tieferen Teile mancher dieser Schotter sind nicht bloß Alluvium. Besonders in den Tälern außerhalb der alpinen Randseen können es unten ältere Schotter, Schotter der tiefsten Rinnen sein.

Auch in reinen Molassetälern, die nicht oder nur kurze Zeit vergletschert waren, finden sich tiefe zugeschüttete Rinnen. Im oberen Tößtal, 4 km unterhalb Bauma, haben die Bohrungen erst bei 46,7 m Tiefe den Molassegrund erreicht (Hug), und in dem sehr ähnlich gebauten Emmental oberhalb Burgdorf blieb die Wasserfassung 23 m unter der Emme noch im Schotter (Heim).

Unsere größeren Haupttäler des Molasselandes wie des Juragebietes zeigen im Flußbett einzig in epigenetischen Talstücken anstehenden Fels und zwar da, wo jüngere Ablenkungen den Fluß auf den Fels geführt haben. Die Aufschüttung der alten tiefen Talwege ist allgemein und sehr stark.

Nochmals sei betont: Diese tieferen alten Talwege sind nicht glaziale Übertiefung. Vielfach sind sie enge serpentinisierende Rinnen, und wo wir sie genauer kennen, sind sie, bevor die Gletscher der größten und die der letzten Vergletscherung sie erreichten, mit H. ausgefüllt worden, der bis auf den heutigen

Tag darin geblieben ist! Die Austiefung vom Deckenschotter bis hinab in die tiefsten Rinnen hat die große Interglazialzeit durch ihre Flüsse zustande gebracht; die Gletscher waren nicht dabei!

Das Gefälle unserer Flüsse reicht zurzeit durchaus nicht aus, sich wieder auf das Niveau dieser alten Rinnen hinab einzugraben, und dies ist schon seit der größten Vergletscherung so geblieben. Selbst wenn wir alle unterhalb gelegenen epigenetischen Stromschnellen fertig ausgetieft und im Längsprofil uns durch Rückwärtserosion ausgeglichen denken, so erreichen wir das Wiedereinschneiden auf die Talwege der vorletzten Interglazialzeit noch nicht, finden sich doch Tiefrinnen noch talabwärts der untersten epigenetischen Stromschnelle.

Das Molasseland muß also zu Beginn der großen Interglazialzeit von den Alpen weg als Ursache der enormen Talerosion stärkeres Gefälle gehabt haben. Gegen Schluß muß eine Einsenkung alpenwärts einen Gefällsverlust der nach NW gehenden Talläufe und damit die Ablagerung des Rinnenschotters und des H. veranlaßt haben. Das war die Einleitung zu der innerhalb des Alpenkörpers nachher noch weiter bis auf mehrere hundert Meter fortgehenden Einsenkung, welche die Randseen erzeugt hat, und welche mit der größten Vergletscherung zeitlich teilweise zusammenfiel oder ihr unmittelbar voranging und auch noch nachfolgte.

Es ist sehr wichtig, das Phänomen der tieferen eingedeckten Talrinnen noch viel eingehender zu studieren und besonders die genauen Tiefen an vielen Orten festzustellen, was nur durch Bohrungen geschehen kann.

Zusammenfassung über den Hochterrassenschotter.

Nachdem wir erkannt haben, daß der Rinnenschotter zum H. gehört, ist es gut, unsere Kenntnis des H. kurz zusammenzufassen, soweit dies für die Mittel-, Ost- und Nordschweiz nun geschehen kann. Der echte H. liegt stets auf Molasse oder noch älterem Fels, nie auf Moräne; er füllt die tiefsten Talrinnen; er ist extramorän, d. h. außerhalb letzter Vereisung, überlagert von eingeschachteltem Ni., Altmoränen und Löß; intramorän bedecken ihn Moränen der beiden letzten Vergletscherungen. Sichere Übergangskegel in Moränen sind nicht gefunden worden. Der H. steigt regelmäßig alpenwärts an durch die extramoränen und intramoränen Täler bis an die subalpine Molasse, ist aber in den Alpentälern östlich der Aare nicht mehr sicher zu finden. Seine Ablagerung folgte der größten Talaustiefung unmittelbar nach und fand **vor** der größten Vergletscherung statt. Dislokationen des H. kennt man im Gebiete der Schweiz bisher nicht.

Da die Gletscher zur Zeit seiner Bildung mindestens bis in die Alpentäler zurückgegangen sein mußten, so kann er im Mittellande nicht als fluvioglazial, sondern muß als interglazial gelten.

5. Schotter der größten Vergletscherung.

Auf den H. müßten zeitlich die Schotter der größten Vergletscherung folgen. Schon früher haben wir darauf hingewiesen, daß Schotter, die sicher der größten Vergletscherung angehören, an verschiedenen Stellen vorkommen. Mühlberg erwähnt solche aus dem Gebiete des Reußerratikums, die sich hoch oben an Gehängen und auf Bergrücken an Altmoränen anlagern (Schwabenberg SE Gebensdorf usw.). Diese Vorkommnisse, sowie auch diejenigen, welche Blösch erwähnt („Beiträge" n. F. Lfg. 31), sind alle ziemlich isoliert. Sie lassen sich nicht in einheitliche Terrassen ordnen, und sie können auch nicht dem H. zeitlich gleichgestellt werden, indem sie alle aus viel weniger verwitterten, frischeren Geröllen mit viel weniger Verkittung bestehen, als der H. Vielfach gleichen sie völlig dem Ni., nur liegen sie außerhalb des Bereiches des letzteren. Zahlreiche Beispiele sind in den Karten 1 : 25 000 von Mühlberg verzeichnet.

Aus dem Gebiete des Rheingletschers macht auch Hug auf einen wahrscheinlich der größten Vergletscherung zuzurechnenden, vom Deckenschotter verschiedenen Schotter aufmerksam, der südlich von Berlingen (Bodensee) auf dem Seerücken bei über 650 m zwischen Salen und Reutenen eine schmale, steil in die Hochfläche der Molasse eingeschnittene SE—NW laufende, anscheinend fluvioglaziale Rinne füllt und an deren NW-Auslauf schöne Quellen speist. Bei der Ausdehnung der größten Vergletscherung ist es selbstverständlich, daß zusammenhängende Kieslager derselben in der Schweiz gar nicht möglich sind, sondern erst unter Basel folgen könnten. Fast das ganze Land war intramoränisches Gebiet.

6. Mittelterrassenschotter.

Außerhalb der Vergletscherung scheint an manchen Stellen unter der H. und über der Ni. noch eine Mittelterrasse zu bestehen. Steinmann und Tschudi haben diese verfolgt, und auch andere Beobachter kennen sie. SW Möhlin liegt sie 10 bis 20 m unter der H. und enthält dort neben vielen kristallinen alpinen Geröllen auch Schwarzwälder. Bei Lauchringen im Klettgau liegt die Mittelterrasse 390 m hoch und enthält Sernifit und Melaphyr; zwischen Langental und Wiggertal ist sie angedeutet. Vielleicht hängt sie mit der größten Vergletscherung zusammen. Ihre Bedeutung ist noch nicht genügend geprüft.

7. Niederterrassenschotter (Ni_1 und Ni_2).

An den großen Endmoränen der einzelnen Eiszungen der letzten Vergletscherung setzen die mächtigen Niederterrassenflächen an. Zuerst 40, 50 bis sogar 80 m hoch über den jetzigen Flußläufen, später niedriger und schwächer werdend, ziehen sie talauswärts, bald beidseitig von späteren Serpentinenbogen weit zurückgedrängt, bald wieder als breite Schotterfelder die Hauptfläche des Tales einnehmend und dem Flusse nur enge Furche lassend oder am anstehenden Fels absetzend und unterhalb des Felsriegels wieder fortlaufend. Die Mächtigkeit des Ni. ist aber meistens nicht seiner Höhe über dem heutigen Flußlaufe gleichzusetzen. Sehr oft liegt der tiefere Teil des Absturzes schon im H.

Ausbreitung.

Im Aaretal erstrecken sich die Ni. („Würmschotter") von Wangen abwärts durch das Gäutal und Aaretal über Olten, Aarau, Brugg. Von den Reußgletscherzungen ausgehend schließen sich daran die Ni. im Wiggertal, unteren Suhrental, Wynental, Seetal und im Reußtal außerhalb Mellingen. Im Limmattal erstreckt sich die Ni. abwärts von Killwangen durchs Wettingerfeld über Baden, Siggental, Turgi. Indessen ist hier wie an manchen anderen Stellen wohl zu beachten, daß die zirka 30 m über der Limmat liegende prachtvolle Terrassenfläche nur im oberen Teil wirklich aus Ni. besteht. Am Steilabsturz unter Oberstadt—Baden und unten im Park des Grand Hôtel erkennt man leicht, daß die größere untere Hälfte des Steilabsturzes in gut verkitteten H. eingeschnitten ist und der Ni. nur obenauf lagert. In mächtiger Entwicklung läuft die Ni.fläche durch das Quertal der Aare zum Rhein.

Der Glattalarm des Linth—Rhein-Gletschers (Hug in „Beiträge" Lfg. XV) sendet vier große Zungen aus, von denen die Ni.flächen sich abwärts ziehen:

1. Zunge Katzensee—Würenlos Schotterfeld verschmelzend über Wettingen mit dem des Limmattales, 2. Zunge Wehntal mit Endmoräne bei Schöfflisdorf und Ni. von dort durch Wehntal und Surbtal nach dem untern Aaretal hinaus, 3. Gletscherzunge Stadel mit Schotterfeld über Windlach nach dem Rhein, und 4. Gletscherzunge des Glattales mit Endmoräne bei Hochfelden und Schotterterrasse über Glattfelden.

Von den Enden der verschiedenen Eiszungen des Rhein—Bodensee-Gletschers erstrecken sich die Kiesterrassen durchs Tößtal, Thurtal—Rafzerfeld, Wangental und Klettgau, alle in die ausgedehnte Ni. des Rheines mündend, die ohne Unterbruch über Basel ins untere Rheintal hinab verfolgt werden können. Auf der oberen Ni.fläche liegen Baden, Klingnau, Waldshut, Basel-Oberstadt usw. Im Klettgau und auch an vielen Stellen im Rheintal erscheint der Ni. vielfach nur als dünne Decke eingeschachtelt in den H.

In allen Seitentälern, auch in denjenigen, die keinen Würmgletscher hatten, ist durch Stauung von der Ni. des Haupttales aus eine nicht glaziale Ni. aufgeschüttet worden (Fricktal, Ergolztal, zum Teil Emmental und andere Napftäler usw.). In viele andere, die auch nicht vergletschert waren, hat ein irgendwoher überlaufender Gletscherbach den Kies gebracht und mächtig aufgeschüttet (oberes Tößtal, Emmental usw.).

In der Westschweiz, wo wir uns eben durchweg im innermoränischen Gebiete der letzten Vergletscherung befinden, kommt echter Ni. kaum vor, und auch die Teilfelder der Rückzugsperioden Ni_2, Ni_3 usw. sind unregelmäßiger und ohne weitgreifenden Zusammenhang.

Beschaffenheit.

Der Kies der Ni. ist in der Regel nicht verkittet. Er enthält reichlich Geschiebe alpiner kristalliner Silikatgesteine, und diese sind wenig verwittert, oft noch ganz frisch. Hie und da enthält der Ni. in seinen Geröllen Gesteinsarten, die den zugehörigen Moränen fehlen. Er hat diese aus der H. bezogen, die oft viel mehr auf das Flußgebiet als auf das Gletschergebiet abgestimmt ist, welche beiden ja nicht immer zusammenfallen. Oft ist der Kiesmangel für Bauzwecke und der Mangel an Grundwasserströmen innerhalb des inneren Endmoränenkranzes der letzten Vergletscherung groß und peinlich, während ein wahrer Reichtum außerhalb folgt. Und dieser Kies ist zu mehr als $^9/_{10}$ aus Alpengesteinen gebildet, die jetzt gar nicht mehr hier hin gelangen könnten. Von den Gletschern sind sie über Bergpässe und über die Seen getragen und von den Gletscherwässern an Orte, die jetzt gar keinen Zusammenhang mehr mit der Heimat dieser Gesteine haben, verschwemmt und abgesetzt worden, und die Gletscher selbst haben dabei die Seebecken vor Ausfüllung bewahrt. Ohne die Gletscher der letzten Vergletscherung wären die Seebecken ausgefüllt, dafür würden vielleicht die Ni. unterhalb

fehlen. Diese Auffassung ist zwar vielfach verlassen worden, denn die Gletscher sollen ja die Seebecken und damit auch allfällige Geschiebefüllung ausgeschürft haben. Ich glaube aber doch, Arn. Escher war der Wahrheit näher, als er sagte: „Die Gletscher haben die präexistenten Seen vor Ausfüllung bewahrt".

Die Ni.flächen sind ohne echte Lößbedeckung; nur Gehängelehme und Überschwemmungslehme sind ihnen hie und da aufgelagert. Infolge der durchlässigen Unterlage sind diese Gehängelehme oft derart vom Regen durchlaugt worden, daß sie kalkfrei und deshalb für Backstein und Ziegelfabrikation sehr wertvoll geworden sind (Embrach Kt. Zürich, Teufen und Rorbas, Pfungen oberer Lehm, Klettgau Nordseite, unfern Gislikon an der Reuß u. a. m.).

Erosion in der Niederterrasse und Teilfelder der Rückzugsschotter.

Die Flüsse haben sich in die Ni. nach dem Gletscherrückzuge wieder eingeschnitten. Ursache dafür war, daß mit dem Gletscherrückzug die früher aus vielen Zungen zerteilt austretenden Schmelzwasser sich nun immer mehr in wenige, aber um so stärkere Läufe konzentrierten, und daß mit dem Rücktritt hinter die See-Enden der Ausfluß sogar auf einen einzigen Fluß sich konzentrierte. Dieser eine hatte nun, weil zudem jetzt das Gletschergeschiebe im Seebecken liegen blieb, außer vermehrter Stoßkraft auch keine Geschiebelast mehr. Er konnte sich also wieder einschneiden. Hin- und herschwankend senkten sich tiefere Erosionsterrassen in die ausgebreitete Akkumulationsterrasse ein. Mit dem periodischen Rücktreten der Gletscherenden entstanden Kiesanschüttungen tieferer Niveaux zwischen der äußersten und den sukzessive inneren Moränen der Rückzugsstillstände, „Rückzugs-Niederterrassenschotter". Im Rheingebiete hat Penck diese „Teilfelder" gefunden, und Hug und Mühlberg haben sie von Schaffhausen bis Rafz und im Thur-, Töß-, Glatt-, Limmat-, Aare- und Reußtalgebiet, Nußbaum im Seeland, Baltzer, Brückner und später Gerber in der Umgebung von Bern verfolgt. Jedes talaufwärts folgende Teilfeld liegt wieder eine Stufe tiefer und gehört zu einer weiter zurückliegenden Endmoräne. Talabwärts aber verschmelzen die Teilfelderterrassen. Es gibt im Ni. durch diese postglaziale Erosion gebildete prächtige Terrassenlandschaften, die für die ganze Kultur des Landes und die Art der Besiedelung maßgebend gewesen sind und zu vielen landschaftlich schönen Dorf- und Städtebildern geführt haben (Schaffhausen, Rheinfallgebiet, Eglisau, Baden, Brugg [Kirche Gebensdorf 373 m, Windisch 365 m, Brugg 355 m], Waldshut, Laufenburg, Basel, Aarau [näheres in Mühlberg, Der Boden von Aarau, 1896], Olten, Bern, Freiburg, Genf usw.).

Während die Erosionsterassen links und rechts wechselnde Höhen aufweisen, fand Hug eine nochmalige zwischenliegende zweite Niederterrasse: Ni_2. Diese liegt ca. 12 m unter der oberen. Sie läßt sich einheitlich und beidseitig von Winterthur und Andelfingen durch das Rheintal hinab verfolgen und entspricht, beiderseits von der oberen Ni. begleitet, einer Akkumulation, die aus dem inneren Moränenkranz der Jungmoränen entspringt und das Schotterfeld dieses Gletscherstandes bedeutet. Die meisten Kiesflächen zwischen dem äußeren und dem

inneren Moränenkranz gehören dieser tieferen jüngeren Ni. an. Hierher zu rechnen sind das große Feld von Winterthur, Zürich—Altstetten—Schlieren, Solothurn—Wangen, Olten Bahnhof, Allmend Aarau. Diese Ni_2 ist ein großes Teilfeld, das allerdings bis Basel hinab noch nicht mit der höheren Ni. (Ni_1) zu verschmelzen vermag.

Der Ni. (Ni_1 und Ni_2) hat oft Fossilien. Meistens sind es die großen Knochen der Säugetiere des jüngeren Diluviums. Was von unseren Mammutfunden nicht den Höhlen oder dem Löß angehört, stammt aus der Ni. Hierher gehört auch der höchste Mammutfund der Schweiz bei Ramisberg im oberen Emmengebiete bei 740 m. Es ist ein 3 m langer Stoßzahn (Museum Bern; ferner Baltzer, Mitt. naturf. Ges. Bern 1896). Bei Basel fand sich in den Niederterrassensanden eine Conchylienfauna, die von derjenigen des Löß verschieden ist.

Anschließende Alluvionen, Überschwemmungs-Sandlehme.

Die Grenze von Ni. gegen Alluvium einerseits und H. anderseits ist oft gänzlich verwischt. Meist bilden die Flußalluvionen untiefe Überschüttungen auf Erosionsterrassen im Ni.

In fast allgemeiner Verbreitung werden die Ni., und zwar höher zurückgebliebene wie tiefere Erosionsterrassen bis zu den jetzigen Flußebenen hinab, mit Lehmen und Sandlehmen bedeckt. Dieselben vermehren sich auf den dem Fluß nächsten Stufen noch jetzt. Sie sind der Absatz aus dem bei Überschwemmungen übergetretenen schlammigen Hochwasser. Diese Überschwemmungslehme haben meistens 1 bis 2 m, manchmal aber auch bis 8 m Mächtigkeit. Sie dichten die Oberfläche der Terrassen oft so ab, daß darüber Sümpfe und kleine Seen möglich sind. Zu den Überschwemmungslehmen gesellen sich dann noch, von den Seiten abgeschwemmt, die Gehängelehme.

Bei den mächtigen Flußalluvionen, welche manche Talgründe oberhalb der Randseen füllen, sind die tieferen und talaufwärts liegenden Teile oft Anschwemmungen von Deltacharakter aus den Zeiten des letzten Gletscherrückzuges, die oberen Schichten die Absätze späterer zum Teil historischer Überschwemmungen. Torfe, lakustre Tone, Schlammsande und Seekreiden liegen dazwischen, und die Tiefe dieser Ablagerungen beträgt sicherlich sehr oft über 200 bis zu 300 m (Rheintal von Chur bis Bodensee, Seeztal von Sargans bis Walensee, Gaster von Näfels bis Zürichsee, Talboden Erstfeld—Vierwaldstättersee, Talböden Meiringen bis gegen Bern, Brieg bis Lemansee, Biasca bis Locarno, Bohrungen im Agnotal usw.).

Quellen aus Niederterrassenschotter.

Daß auch die Ni. viel Wasser auffassen und filtrieren kann, ist einleuchtend. Aus ihr treten, besonders bei Verengerungen des Querprofiles, zahlreiche gewaltige oft prachtvolle Grundwasserquellen, „Überschluckquellen“ hervor, und wo solche auch nicht natürliche Quellen bilden, können sie künstlich gefaßt werden. Dabei ist in den letzten 15 Jahren an Stelle der alten Fassung in Sodbrunnen die Tiefenfassung in bloß unten durchbohrtem Eisenrohr mit Pumpwerk getreten, die eben darauf abzielt, statt des obersten, oft verunreinigten, den wenigstens 15 bis 20 m tieferen und deshalb gut filtrierten Teil des Grundwassers zu gewinnen. Zahlreiche

Wasserversorgungen sind in den letzten Jahren in dieser Art hergestellt worden (Winterthur, Kloten, Fehraltdorf, Dietikon, Luzern, Burgdorf, Wangen an der Aare, Olten, Bern, Lugano usw.). Man kann aus großen Ni.flächen auf über 8 Ml. per ha. Sammelgebiet bei Niederstand rechnen. Ausgezeichnete Grundwasserfassungen sind vielfach auch im Kiese der Teilfelder zwischen den Moränen der Rückzugsstadien, und zwar sowohl im Talwege als auch seitlich in den Teilkiesfeldern zwischen verschiedenen Seitenmoränen gemacht worden (nördlich Uster, Zimikon, Fehraltdorf usw.). Sehr oft sind aber die Talböden talaufwärts vom inneren Moränenkranz in Grundmoränen ausgeschnitten, und erst etwa 15 bis 20 km weiter oberhalb folgt wieder ein Schotter im Talgrund, der Wasser führen kann (J. Hug: Sulgen, Hurden, Muri).

Die Gefälle der großen diluvialen Schotterterrassen, wie wir sie bereits graphisch in Tafel XIIIa angedeutet hatten, ergeben für den Talstrich Zürich—Waldshut folgende Beträge in ‰:

Terrasse	Zu Beginn der großen Interglazialzeit	Am Ende der großen Interglazialzeit	In der Gegenwart
D_1	ca. 5,5	8 bis 12	7,14
D_2	3	6 bis 9	4,46
H	noch nicht vorhanden		3,92
Ni	noch nicht vorhanden		2,8
R (tiefste Rinnen)	—	3?	1,3
Jetziger Fluß	—	—	2,75

8. Diluvialschotter westlich der Emme.

Es gibt auch in der westlichen Hälfte der Schweiz eine Menge von Diluvialschottern, allein es ist bisher noch nicht gelungen, sie in allen Teilen mit den ostschweizerischen Vorkommnissen zu parallelisieren oder in das Schema von Penck einzureihen. Necker, A. Favre, F. Forel, Gilliéron, Baltzer, Aeberhardt, Antenen, Nußbaum, Gerber, Schardt und Hug haben wichtige Beiträge zu ihrer Erkenntnis geliefert. Wir können auf das reiche Detail hier nicht eingehen, und die Zusammenfassung ist schwierig.

Die Diluvialschotter westlich der Emme sind alle intramorän und deshalb nicht von der großen übersichtlichen Gesetzmäßigkeit wie in der Nordschweiz. Die echten Deckenschotter fehlen in der Westschweiz. Ob die Schotter bei 800 m S des Lemansees Deckenschotter sind, ist noch unbestimmt. Man kann in der Westschweiz nicht mehr als zwei Vergletscherungen und zwei Gruppen von Schottern unterscheiden.

1. Der ältere Schotter bildet hohe Terrassen und im Molasseland draußen sogar Plateaux. Es ist der „Plateauschotter“ nach Nußbaum, „haute terrasse“ nach Aeberhardt, „Karlsruhschotter“ nach Baltzer. Durchweg wird er von Moränen der letzten Vergletscherung mächtig überlagert. Er reicht bis in die Alpentäler hinein. Hie und da liegt auch Moräne der größten Vergletscherung darunter.

Im großen ganzen erscheint er deshalb als interglazial. Noch ein anderes Moment spricht im gleichen Sinn: Die ausgebreiteten Plateauschotter östlich des Murtensee bestehen aus Aarematerial. Nach oben setzen sie mit scharfer Grenze an überliegenden Rhonegletschermoränen ab. Aareschotter konnten nur ins Seeland vorstoßen, wenn dort nicht der Rhonegletscher stand, d. h. nur bei kleinem Eisstand in einer relativ interglazialen Zeit. Die Schotter sind dort in Interglazialzeiten von der Aare, die Moränen in Eiszeiten vom Rhonegletscher hergebracht worden.

Vorkommnisse: Im Aaretale laufen die Karlsruhschotter etwa mit dem Gefälle der Aare und reichen bei 20 bis 60 m Mächtigkeit bis etwa 60 m über die Aare. Ihnen sind wohl zuzurechnen das Delta im Kanderdurchschnitt und im Gürbetal, dann die Aufschlüsse beim Bahnhof Spiez 640 m, im oberen Glütschtal 620 m, der Thungschneithügel 603 m, Grabenmühle 580 m, Karlsruhe bei Bern 570 m; weitere Lokalitäten sind Drakau, Wylerfeld, Schärloch, Eyholz, Thalgut, Kiesen-Jaberg. Im Seeland reichen die Plateauschotter ca. 100 m über die jetzigen Talböden in 530 bis 650 m Meerhöhe. Bei Fribourg unterscheidet sie Aeberhardt. Die Schotter unter dem Signal de Bougy bis Begnin im Niveau von 500 bis 600 m, 125 bis 225 m über dem Lemansee, aufliegend auf Molasse, sind mächtig mit Moräne überschüttet. Endlich dürften hierher als tiefere Fortsetzung auch die „Alluvions anciennes" unter den Moränen von Genf im Arve- und Rhonebett gezählt werden. Necker hat dieselben zuerst namhaft gemacht. Alph. Favre hat sie eingehend verfolgt und beschrieben. Sie bestehen aus groben Walliser- und Arvegeröllen, sind bis zu 40 m mächtig, liegen stets unter Moräne auf Molasse und fallen mit ca. 4 ‰ gegen den Juradurchbruch der Rhone. Die Deltaschotter der 30-m-Terrasse von Genf dagegen liegen stets über den Moränen.

Die älteren Diluvialschotter der Westschweiz entsprechen am meisten dem H. der Nordschweiz, können ihm aber doch nicht völlig gleichgesetzt werden, weil hie und da Grundmoräne darunter liegt. Vielleicht ist der echte H. der Vorstoßschotter, der Karlsruhschotter der Rückzugsschotter der größten Vergletscherung. Beide sind eher interglazial als fluvioglazial nach der Art ihrer Ausbreitung und Lagerung. Interglaziale Schotter konnten in einem großen Teile der Westschweiz viel eher sich ausbreiten, weil weniger Seebecken sie abfingen. Sicher sind die Karlsruhschotter jünger als die Erosionsperiode der großen Interglazialzeit und älter als die letzte Vergletscherung. Das gleiche gilt von den alluvions anciennes bei Genf.

2. Die jüngeren Schotter im westschweizerischen Diluvium zeigen große Verschiedenheiten von einer Stelle zur andern. Verknüpfung mit Jungmoränen ist nicht selten. Sie bilden Teilfelder zwischen und um die Moränenwälle und bleiben im Niveau tief unter den Karlsruhschottern. An verschiedenen Orten ist Mammut darin gefunden worden. Es sind fluvioglaziale Schotter der letzten Vergletscherung. Nicht selten sind sie noch mit Jungmoränen bedeckt; wo sie aber als Rückzugsschotter gebildet worden sind, bleiben sie von solchen frei.

Vorkommnisse: Viele der Terrassenflächen von Bern und Umgebung sind hierher zu rechnen. Die jüngeren „Seelandschotter" finden sich 20 bis 30 m mächtig in 440 bis 480 m Höhe ca. 40 m über dem jetzigen Talboden von Pfauen am Murtnersee und von Ins bis Solothurn. Moränen des inneren Kranzes der letzten Vergletscherung bedecken sie. Jüngere Seelandschotter haben den moränengestauten Solothurnersee (A. Favre, Archives, Genève 1883) gefüllt. Dieser See war ca. 100 km lang und lag, die Seen des Seelands zusammenfassend, auf 453 m Meerhöhe. Aeberhardt hat die Ni. mit einzelnen Unterbrüchen unter Moränen durch vom Seeland 470 m über Düdingen 580 m, Fribourg Hauteville 711 m bis in die Alpentäler bei Gruyères und Montbovon in einheitlich bergeinwärts ansteigendem Niveau verfolgt. Er findet sie im Aare-, Saane- und Rhonegebiet und hält sie deshalb wenigstens zum Teil für interglazial. In Fribourg selbst sind die beiden Niveaux der H.

und der Ni. schön geschieden und leicht zu verfolgen. Andere jüngere Schotter, von Schardt (geol. Karte 1 : 100 000, Bl. XVI) der „Phase de recurrence des glaciers jurassiens" zugeschrieben, liegen in einzelnen großen Fetzen in sehr wechselnden Höhen und tragen keine Moränen mehr (Bière-Essertines 680—730 m, Lavigny-Perroy 520—420 m, Gland-Vich-Duillier 420—470 m, Crassier-Divonne 470—490 m). Hug findet dem Jura entlang vom Neuenburger- bis Genfersee mehrere Randmoränenzüge verschiedener Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung, ähnlich denen bei Schlieren im Zürichseetal oder Bremgarten im Reußtal. Von Montricher bis an den Genfersee zählt er deren drei bis vier, zwischen welchen immer wieder Zonen fluvioglazialer Rückzugsschotter der entsprechenden, den Gletscher flankierenden Flüsse, gegen den Genfersee abgestuft, liegen. Die oberste Schotterstufe (Bière) ist reich an Jurageröllen, die späteren inneren (Cossonay, Aubonne, Morges) enthalten mehr alpines Material. Bei Bougy gehen einige der Terrassen gegen SW ganz aus. Die Schotterstreifen liefern Quellen und Grundwasser.

3. Den Genfersee umgeben eine postglaziale Terrasse von 10 und eine solche von ca. 25 bis 30 m über dem See. Sie sind durch Seeufererosion und durch Deltakiese postglazial bei früher höherem Seestande gebildet. Die höhere schneidet in Moränen ein und ist jünger als alle Moränen bei Genf, lehnt sich aber wahrscheinlich an Bühlmoränen oberhalb des Sees an. Die Bahnlinie Rolle—Genf benützt sie. Dieser Seeterrasse gehört auch die Arve-Deltakiesterrasse an, deren Erosionsrest die Altstadt Genf (Rue des Granges) 28 m über dem See trägt, sowie die vielen Stellen in den Umgebungen, die schiefe Kiesschichtung aufweisen. Mammut und Ren sind mehrfach darin gefunden. Allmähliches Einschneiden des Seeausflusses in die Barriere aus alluvions anciennes und Moränen hat den Genfersee erst in postglazialer Zeit gesenkt. Er reichte nie weiter talabwärts (Favre u. Forel).

4. Auf dem hohen Molasseplateau von Freiburg vom Alpenrande bis etwa in die Mitte des Molasselandes ist die Aufschüttung mit Moräne im allgemeinen sehr stark. Die ungeschichtete Grundmoräne liegt hier fast überall direkt auf der Molasse. Mitten in diesen Moränen drin, oft ganz von der Moräne eingeschlossen, finden sich viele geschlemmte und geschichtete Partien in ganz unregelmäßiger Verteilung. Eine bestimmte Altersbeziehung ist nicht nachweisbar, Altmoräne und Jungmoräne ist hier meistens auch nicht unterscheidbar. Die Schichtung hat wohl vielfach durch die fließenden Wasser unter dem Eise stattgefunden; es handelt sich nur um lokale fazielle, nicht um zeitliche Unterschiede (Gilliéron: „Beiträge", Lfg. 18).

Sicherlich paßt das Schema Pencks für die Westschweiz weniger gut als für die Ostschweiz. Es gibt dort intramoränische Schotterterrassen, die man nicht bloß als das fluvioglaziale eines vorrückenden oder zurückgehenden Gletschers ins Schlepptau der Rißvergletscherung nehmen kann. Wir sind noch weit davon entfernt, das Diluvium der Schweiz vollständig zu verstehen.

Ein hervorragender Zug des westschweizerischen Diluviums bleiben die weit ausgebreiteten mit Moränen bedeckten Schotter. Der einmal oder zweimal mächtig darüber gehende Gletscher hat sie nicht oder nur zum kleinsten Teil weggefegt, er hat sie aber überschüttet. Dagegen hat das fließende Wasser der Postglazialzeit und der Gegenwart sie tief und weit durchschnitten. Auch hier, wie in der Nord- und Ostschweiz, haben die beiden letzten Vergletscherungen Hochflächen wie Talböden vielmehr aufgeschüttet als ausgekolkt.

9. Fluvioglaziale Schotter am Südabhang der Alpen, Jung-Ceppo.

Literatur:

Sacco und Taramelli in verschiedenen Publikationen, ferner Alb. Heim in Geol. Nachlese Nr. 15, Vierteljahrsschr. der Zürch. naturf. Ges. 1906.

Ein bequemes Wort für fluvioglaziale Ablagerungen am Südfuß der Alpen ist den Steinbrucharbeitern entlehnt worden, das Wort Ceppo. Allein leider haben es die verschiedenen Geologen in ganz ungleichem Sinne gebraucht, so daß jetzt seine Anwendung zu Verwirrung führt.

Auf dem Pliocän liegt außerhalb der Schweizergrenzen ein enorm verwitterter Deckenschotter, der Ferretto. An einigen Stellen findet man ihn in seinen tiefsten Teilen frisch als feste Kalk-Nagelfluh, die bei Inverigo als Baustein ausgebeutet wird. Dieses Gebilde ist der eigentliche Ceppo, und nur in diesem Sinne nimmt Taramelli das Wort. Sacco gebraucht es allgemein für Diluvialschotter und wendet es auch auf die jüngsten an. Diesem Gebrauche bin ich in meiner Arbeit über den Pliocänfjord der Breggiaschlucht gefolgt. Penck verwendet das Wort in schwankender Art.

Über dem Pliocän, oder außerhalb der Schweiz über dem Ferretto, liegen die Altmoränen und Jungmoränen und mit diesen verknüpft ein mehr oder weniger verkitteter Schotter, der an den H. erinnert. Manche Bänke sind fest, damit abwechselnde wieder locker. Hohle Geschiebe fand ich nicht. In mächtigen Terrassen finden wir diesen Jung-Ceppo, wie wir ihn nennen wollen, von Capolago über Mendrisio bis Chiasso an den Gehängen hinauf bis in Höhen von 500 m, das ist 200 bis 270 m über dem Talboden! Nirgends konnte ich deutlich Moräne darüber finden wohl aber häufig darunter, oder der Jung-Ceppo ist den Moränen angelagert. Die diluviale Breggia hat an der Öffnung ihres Tales eine ganze Anzahl schöner Delta aus Jung-Ceppo mit schiefer Schichtung unter der flachen Übergußschichtung geliefert. Ein jüngeres Delta ist jeweilen stufenförmig tiefer dem höheren vorgelagert, und alle sind in der Mitte durch die tiefe jetzige Breggiaschlucht entzweigeschnitten. Die abgestuften Deltaflächen aus Jung-Ceppo entsprechen sich dort wie folgt:

Linksseitig	Niveau	Rechtsseitig
	500—517 m	Obino
Morbio superiore	450 m	Castello S. Pietro
Campagna	410 m	Muscino
Morbio inferiore	350 m	Belvedere Balerna
Ligrignano	300 m	Campagna Balerna
Talboden von	240 m	Chiasso

Dem Alter nach gehören alle diese Ablagerungen dem letzten Gletscherrückzuge, also den Rückzugsniederterrassen an; sie sind postglazial. Sie sind die Anspülungen in einen periodisch sinkenden Stausee, der das Zungenbecken von Chiasso nach dem Gletscherrückzuge gefüllt hatte und mit dem Durchsägen der ungeheuren Moränenfüllung und dem Eingraben der Breggia nördlich von Chiasso allmählich sank.

Ältere Fluvioglazialbildungen habe ich bisher im Gebiet des schweizerischen Südalpenfußes nicht gefunden. Die Auskleisterung des Beckens von Chiasso mit Grundmoränen unter dem Jung-Ceppo ist großartig, aber Alt- und Jungmoränen sind hier kaum zu unterscheiden.

Nach den umfassenden Untersuchungen von Penck besteht kein Zweifel, daß die allgemeine Vierheit der Eiszeiten auch für die Südseite der Alpen gilt. Der alte Ferretto ist zweiteilig und entspricht unseren beiden Deckenschottern. Die Altmoränen (Riß) und die Jungmoränen (Würm) sind trennbar. Auch hier liegt das große Intervall zwischen den zwei älteren und den zwei jüngeren Eiszeiten. Auf Schweizerboden kann freilich der Nachweis bisher in diesem Umfange nicht gegeben werden.

10. Sölle.

Auf die Erscheinung und die richtige Deutung der „Sölle" sind meines Wissens zuerst Steenstrup und Johnstrup in Dänemark aufmerksam geworden. Dortige Torfmoore liegen oft in kleinen kesselförmigen Vertiefungen, ausgespart in fluvioglazialen Schichten oder verschwemmten Moränen. Große Eisstücke, Fetzen „toter" Gletscher, blieben beim Rückgang der Gletscher abgetrennt liegen und wurden durch die Gletscherbäche umschüttet. Bei ihrem endlichen Abschmelzen blieben unregelmäßige Vertiefungen zurück. Der dafür erst später gegebene Name Sölle (das Söll, die Sölle) ist eine Lokalbezeichnung aus Norddeutschland für sumpfige Löcher.

In unserm Lande gibt es wohl öfter, als bisher beachtet, gut ausgeprägte Sölle, für die einzig die dänische Erklärung mit den Erscheinungen übereinstimmt. Auch unsere Sölle gehören fast ausschließlich dem Gebiete verschwemmter Moränen an. Sie liegen in den Übergangskegeln oder zwischen den Moränen selbst. J. Hug berichtet von Söllen, die massenhaft im Gebiete zwischen Andelfingen, Marthalen und Ossingen (Kt. Zürich N) auftreten. Viele derselben sind am Grunde völlig trocken, andere reichen bis in das Grundwasserniveau hinab und enthalten dann meistens Torf. Die kleinen Seen bei Stadel (Glattgebiet N) sind vielleicht zu den Söllen zu rechnen wie noch einzelne andere kleine Seen in Moränenlandschaften. Das schönste Beispiel hat Hug im Reußgebiet nahe Rohrdorf gefunden. Der Kessel hat über 400 m Länge und 200 m Breite bei ca. 7 m Tiefe. Er ist mit Torf gefüllt und führt den Namen „Torf". Seine ursprüngliche Tiefe ist nicht bekannt. In der Nähe mitten zwischen den Endmoränenwällen liegen dort noch mehrere andere Torfbecken dieser Art mit Namen Bösimoos, Taumoos usw. Auch der merkwürdige Egelsee, eine Flankenlücke zwischen Randmoränen hoch oben am Hasenberg (bei Dietikon Limmattal) gelegen, scheint ein Söll zu sein.

11. Typen der Diluvialtäler.

Im Sinne einer Zusammenfassung über die Beziehungen der diluvialen Ablagerungen zur Talbildung im Molasselande und bis in die alpinen Talhintergründe hinein habe ich in Fig. 49 (s. nächste Seite) ein allgemeines Typenbild zu zeichnen versucht, das zusammen mit einer kurzen Erläuterung unsere Darstellungen über Moränen und fluvioglaziale Schotter abschließen mag.

VI. Interglaziale Ablagerungen.

Die Mehrteiligkeit der Eiszeit geht schon unwiderleglich aus den großen fluvioglazialen Schotterterrassen und den mächtigen zwischen ihnen liegenden Talaustiefungen hervor. Schon früher als hieraus ist sie an interglazialen Ab-

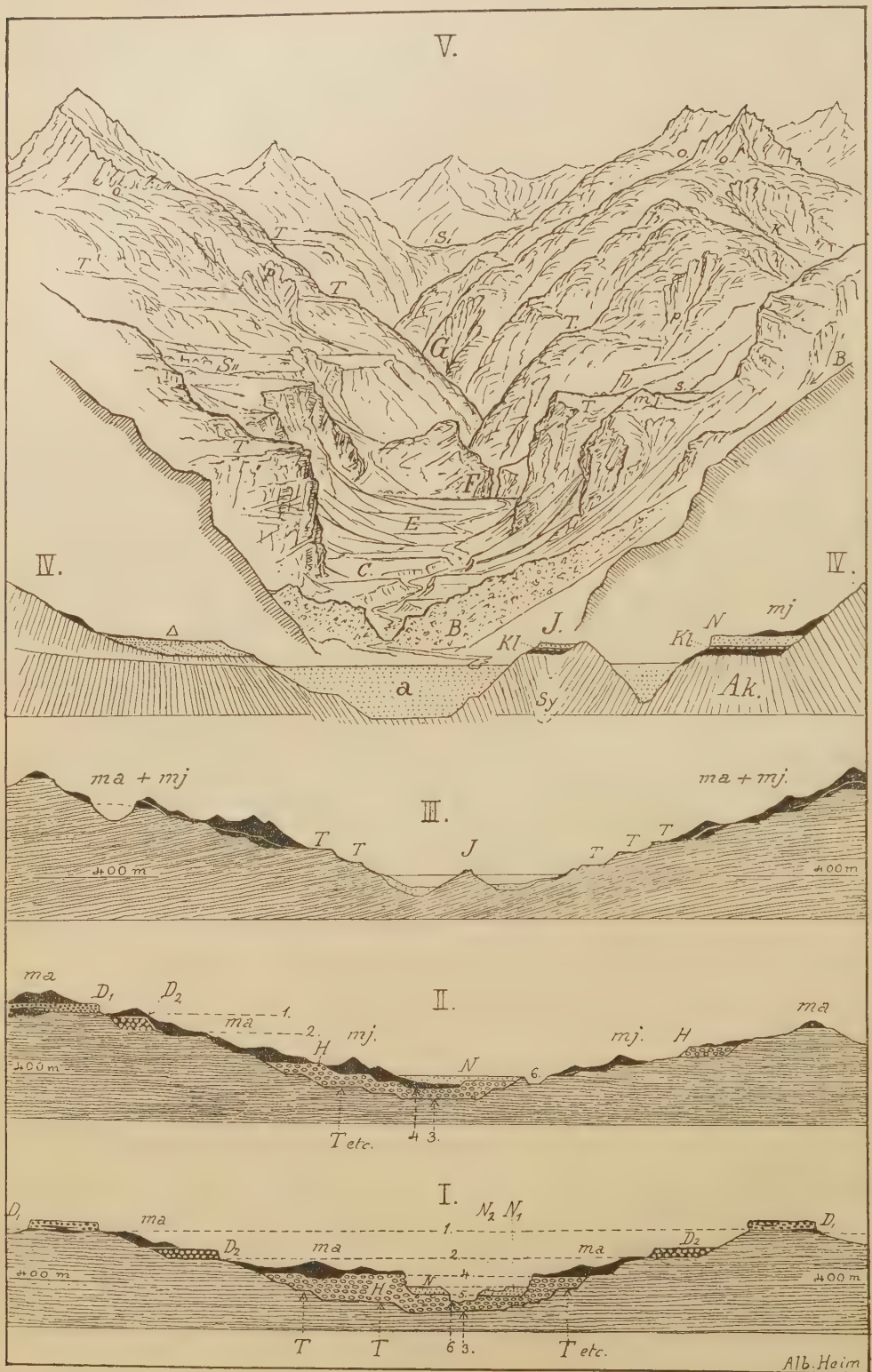

V.
IV.
IV.
III.
II.
I.
T
G
F
E
C
B
J.
Kl
N
mj
Ak.
a
Sy
ma + mj
ma + mj.
400 m
ma
D1
D2
H
T etc.
N2 N1
Alb. Heim

Fig. 49.

Erklärung zu Figur 49.

Typen von Molassetälern mit Alpenhintergrund.

Erosionsflächen:

1. = Präglaziale Oberfläche.
2. = Talboden am Schluß der ersten Interglazialzeit (Günz-Mindel).
T = Felserosionsterrassen (nur zum kleineren Teile beschriftet).
3. = Talboden gegen Ende der großen Interglazialzeit.
4. = Talboden vor der größten Vergletscherung.
5. = Talboden vor der letzten Vergletscherung.
6. = Talboden der Gegenwart.
J = „Inselberge".

Aufschüttung:

D_1 = Älterer Deckenschotter (Günz).
D_2 = Jüngerer Deckenschotter (Mindel).
H = Hochterrassenschotter.
ma = Altmoränen (größte Vergletscherung).
Kl = Interglaziale Schieferkohlen (Uznach, Wangen).
mj = Jungmoränen (letzte Vergletscherung).
Ni = Niederterrassenschotter.
Ni_1 = Niederterrassenschotter des äußersten Gletscherstandes.
Ni_2 = Niederterrassenschotter des inneren Moränenkranzes.
Δ = Delta in glazialem Stausee.
a = Diluviale und alluviale Seeauffüllung.

Profil I: Querprofil eines Molassetales zwischen den Endmoränen der größten und denjenigen der letzten Vergletscherung. Beispiele: unteres Glattal, unteres Aaretal.

Profil II: Querprofil eines Molassetales nahe oberhalb der äußersten Endmoränen der letzten Vergletscherung. Beispiele: Killwangen-Schlieren im Limmattal. 6 = epigenetisches Flußbett.

Profil III: Querprofil eines intramoränen Molassetales im Gebiete der Randseen. Beispiel: Zürichsee zwischen Oberalbis und Pfannenstiel.

Profil IV: Querprofil durch ein aufgeschüttetes Tal mit Inselberg in der eingesunkenen Region. Beispiel: Gasterland zwischen Zürichsee und Walensee. Sy = Synklinale, Ak = Antiklinale in der Molasse.

Bild V: Alpiner Hintergrund eines Seentales, vorherrschend Quertal im kristallinen Gebirge.

B = Bergsturzriegel, wieder durchschnitten. Beispiel: Mitlödi, Flims.
C = Deltahinterfüllung. Beispiel: Terrasse Matt Schwanden, St. Martin bei Ilanz.
E = Aufgeschüttetes Alpental mit scheinbarem Trogprofil, letzteres erzeugt durch Schuttkegelprofile. Beispiele: Linttal, Lauterbrunnental usw.
F = Plötzlich aus dem Alluvionsboden ansteigende Stromschnelle mit Schlucht neben Inselberg. Beispiele: Thusis-Viamala, Tierfehd hinter Linttal, Amsteg, Kandersteg-Klus usw.
G = Aufwärts verzweigtes Talsystem mit konvex-wandigem, V-förmigem Querschnitt und gletschergeschliffenen Flächen. Beispiele: Rofnagebiet, oberes Reußtalgebiet, oberes Haslital, südliche Wallisertäler.
S_1 = Talstufe im Hintergrund des Haupttales. Beispiele: Torso Gotthardpaß, Bernhardinpaß, Grimsel usw. mit Ablenkung des Oberlaufes nach Süd.
S_2 = Talstufe im Nebental über der Stufenmündung.
s = Bergsee auf Terrasse durch Seitenmoräne gestaut.
o = obere Grenze der Gletscherschliffe.
p = postglaziale Erosionsnischen, rückwärts verzweigend und sich verlängernd.
k = ältere solche Nischenausbrüche, sogenannte Kare.

lagerungen erkannt worden. Schotter zwischen liegender und hangender Moräne ist nicht beweisend, denn auch zeitlich und räumlich ganz unbedeutende geringe Schwankungen im Gletscherstande können lokal solche Profile erzeugt haben. Wenn aber mitten im Vergletscherungsgebiete zwischen einer unterliegenden und einer aufliegenden Moräne Ablagerungen sich finden, die zu ihrer Bildung lange Zeiträume beanspruchten und die gar noch organische Reste enthalten, welche eine gewisse Klimaschwankung wahrscheinlich machen, dann müssen wir von wirklichen interglazialen Bildungen sprechen, und die Schwankung nimmt den Charakter einer Wiederholung von Eiszeiten an.

Es ist hier überflüssig, auch noch im besonderen den Kampf aufzunehmen gegen die in neuesten Zeiten wieder aufgetauchten Meinungen (E. Geinitz, R. Lepsius, E. v. Drygalski), die Vergletscherung im alpinen und nordischen Diluvium sei eine einmalige gewesen. Wer die tatsächlichen Erscheinungen unseres Landes kennt, für den ist diese Hoffnung von vornherein völlig abgetan. Im Verlaufe unserer Darlegungen finden sich genug Beweise für die Mehrheit der Eiszeiten. Wir können die Natur nicht einfacher machen, als sie ist, wir müssen ihr in ihre Komplikationen willig folgen.

Als interglaziale Ablagerungen unseres Landes sind besonders zu beachten: die Schieferkohlen, die interglazialen Schotter, Löße, Lehme und Quellentuffe.

Aber auch noch ein Phenomen im Kleinen sei bei dieser Gelegenheit erwähnt, das recht bestimmt von der Mehrheit der Eiszeiten zeugt: die Einschlüsse. Sie sind recht häufig. In den Moränen der größten und der letzten Vergletscherung findet man nicht selten ausgezeichnet polierte und geschrammte Blöcke aus Deckenschotter eingeschlossen (z. B. im Himmelreich bei Baar usw. usw.), in den H. und Ni. Gerölle aus D.; sogar im jüngeren D_2 Blöcke von D_1, und in den Jungmoränen Fetzen und Blöcke von Schieferkohlen. D_1, D_2 und sogar H. (Schulhaus Seebach) zeigen Gletscherschliffe. Alles das beweist, daß von der einen bis zur andern Bildung die zur Verfestigung nötige Zwischenzeit vorhanden war.

1. Die Schieferkohlen.

Unsere schweizerischen Schieferkohlen haben ihren Namen davon erhalten, daß sie alle, vom Drucke befreit und an der Luft getrocknet, aufblättern. Sie sind ausgezeichnet in der Schichtrichtung (horizontal) geschiefert. Die eingeschlossenen Baumstämme sind völlig flach gequetscht und erscheinen im Querschnitt nur als dünne Linsen. Die Schieferkohlen sind zusammengedrückte, meistens autochthone Torflager im Verkohlungsstadium der Lignite. Lufttrocken, nach Abzug der Asche gerechnet, enthalten sie 55 bis 60 % Kohlenstoff. Heer hat zuerst die Flora der Schieferkohlen untersucht und als von der Molasse völlig verschieden festgestellt. Er verglich sie mit dem englischen Norfolk Forest-Bed und hielt sie für präglazial, überzeugte sich dann aber später von ihrem interglazialen Alter. Eine wichtige Revision der Schieferkohlenpflanzen hat sodann später durch Neuweiler (Zur Interglazialflora der Schweiz. Schieferkohlen, IX. Ber. d. botan. Ges. Zürich, 1905) stattgefunden. Manche Vorkommnisse sind mehr oder weniger vollständig ausgebeutet worden. Es sind bis jetzt gegen 20 Schieferkohlenlager gefunden worden.

Manchmal ist nähere Altersbestimmung nicht möglich. Aus den organischen Resten bleibt sie vielfach unsicher, die Lagerung sagt mehr. Überall, wo bisher Sicheres über das Alter unserer Schieferkohlen festgestellt werden konnte, erwiesen sie sich als der Maximalausdehnung der größten Vergletscherung nachfolgend und der letzten Vergletscherung vorangehend. Sie stammen fast alle aus der letzten Interglazialzeit. Ihre Lage tief unter dem Niveau des ergänzt gedachten Deckenschotter oder der präglazialen Oberfläche beweist, daß sie jünger sind als die große Talbildung der großen Interglazialzeit, ihre Bedeckung mit Jungmoränen oder Drumlin, daß sie älter sind als die Würmvergletscherung. Wenn nun gar noch, wie es gewöhnlich der Fall ist, Grundmoränen darunter liegen, so ist dies Alter, letzte Interglazialzeit, klar bestimmt. Das vorherschend jungdiluviale Mammut, das wollhaarige Rhinoceros und das Rentier sind in den Schieferkohlen noch nie gefunden worden, wohl aber die älteren Elephas antiquus, Rhinoceros Merkii und Ursus spelaeus. Die Pflanzen, über 60 Arten, sind mit Ausnahme von Brasenia purpurea (rote Seerose) die gleichen, die auch jetzt in diesen Gebieten wieder an Stelle des Gletschers eingewandert sind und heute dort gedeihen. Einzelne Schichtplatten sind fast ganz aus Moosen, andere aus Sumpfgräsern gebildet. Fieberklee- (Menianthes trifoliata) und Seerosen-Samen liegen manchmal in Haufen beisammen.

Von den eigentlichen Schieferkohlenflözen und den ähnlich beschaffenen allochthonen Tümpelmooren sind die einzelnen Schmitzen und Fetzen von Schwemmkohlen zu unterscheiden, die sich gelegentlich durch das ganze Diluvium finden. Wir treffen sie in den fluvioglazialen Schottern aller Art. In den eiszeitlichen Ablagerungen halten sie sich besonders an die Gebiete der Randmoränen und randlichen Grundmoränen (Bändertone usw.). Beispiel für randliches Tümpelmoor der letzten Eiszeit: Flözchen am Signal de Bougy; für Schwemmkohlen in Moräne: Fundament „Ländli" in Oberägeri; oberer Wolfbach in Zürich 7; viele Kohlenschmitzen in den Moränen des Freiburger-Plateau.

Über Einzelfunde der Schieferkohlen dienen folgende Notizen:

Schieferkohlen interglazialen Alters.

a) Wetzikon-Schöneich, Kanton Zürich. Unter Drumlin, erratischen Blöcken und Grundmoränen liegt fluvioglazialer Kies 2 bis 6 m, darunter, bei ca. 530 m Meerhöhe, eine einheitliche Schicht Schieferkohlen, im Bergwerk 0,3 bis 2,4 m, im Mittel 0,8 m mächtig. Unter den Kohlen folgt erst ca. 1 m Seekreide mit Schneckenschalen, das „Silber" der Bergleute, darunter echte Grundmoräne. In diesem Grundmoränenlehm unter der Schieferkohle fanden Messikomer und Escher beim Aufgraben im Bergwerk einen Block Puntaiglasgranit, wodurch Escher sich zuerst von einer Zweiteiligkeit der Eiszeit überzeugte. Ich selbst grub in Begleitung von Renevier nach Eschers Tode 1873 an drei Stellen im Bergwerk unter die Schieferkohlen hinab: Überall zuerst Seekreide und dann echte lehmige Grundmoräne mit geschrammten Geschieben. Heer hat aus diesen Schieferkohlen die Dauer der Interglazialzeit zu 3000 bis 7000 Jahren als Minimum geschätzt. Unter der Grundmoräne liegt wahrscheinlich Aathalschotter (Hochterrasse), der weiter südlich in tieferem Niveau herausstieht.

Beim Bahnbau 1858 sind die Schieferkohlen von Wetzikon entdeckt worden; 1862 bis 1881 fand systematische Ausbeute statt. Das Feld ist ca. 500 m lang und 120 m breit. Die Kohlen sind auf 5 ha verfolgt, und ca. 4 ha davon sind ausgebeutet. Der Ertrag war gut. Jetzt ist alles eingesunken und nicht mehr zugänglich (näheres mit Grubenplan in H. Bodenburg-Hellmund, Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich 1909). Die Pflanzen der Schieferkohlen sind von Heer unter-

sucht. Birke und Föhre mit Bergahorn sind am reichlichsten. Cervus elaphus und metallischblauglänzende Insektenflügel sind die tierischen Reste.

Die Schieferkohle von Wetzikon ergab: Spez. Gew. 1,24, C = 46,62, H = 3,99, O (und N) = 29,42, S = 0,17, Asche = 9,20, H_2O = 12,60 %.

b) Dürnten (Kt. Zürich). 1 bis 3 Kohlenflöze und einige dünne Lagen kohligen Mergels in 525 bis 540 m Meereshöhe, Mächtigkeit des Hauptflözes 0,6 bis 3,5 m. Dürnten liegt nur 4 km SE von Schöneich—Wetzikon in gleicher Höhe und entsprechender geologischer Lage. Auch da finden wir von oben nach unten Moräne, Drumlin und erratische Blöcke, nach unten übergehend in fluvioglazialen Kies (letzte Vergletscherung) mit Grundmoränenstreifen, dann die Schieferkohlenflöze in blauen Ton eingebettet. Ein Schacht, unter die Schieferkohle abgeteuft, durchstach erst etwas Seeschlamm, dann 9 m Grundmoräne, ohne deren Untergrund zu erreichen. Ausbeute 1854 bis 1866 unregelmäßig in drei Flächen von zusammen ca. 9 ha, seither verlassen, nicht mehr zugänglich. Die Schieferkohlen von Dürnten haben Säugetierreste geliefert: Elephas antiquus, vgl. Fig. 53, d, Rhinoceros Merkii in einem fast vollständigen Skelett, daneben Bos primigenius, Cervus alces, Cervus elaphus. Die letzteren gehen durch das ganze Diluvium bis in die historische Zeit. Sehr bezeichnend ist aber, daß die jungdiluvialen und postglazialen Elephas primigenius und Rhinoceros tichorrhinus fehlen, dagegen die älterglazialen Formen vorhanden sind. Die Schieferkohlen von Dürnten sind jedenfalls gleichalterig denjenigen von Wetzikon.

c) Bei Gossau, ca. $3\,^1/_2$ km westlich Schöneich—Wetzikon ist 1891 in 500 bis 510 m Höhe durch mehrere Schächte unter Drumlin-Grundmoräne der letzten Vergletscherung ein schwaches Schieferkohlenflöz von ca. 2 ha Ausdehnung ergraben worden. Darunter liegt ein schönes Delta der Aathalkiese (H.). Keine Ausbeute, weil zu schwach.

d) Eschenbach, westlich Uznach (Kt. St. Gallen), ist die direkte Fortsetzung von Uznach. Ein Flöz von ca. 1,25 m in 510 m Meerhöhe ist ausgebeutet worden. Es liegt horizontal in Bändertonen auf steil gestellter Molasse und wird bedeckt von 8 bis 10 m fluvioglazialem Kies mit aufliegenden Drumlin. Gegen 10 ha. Flözfläche sind ausgebeutet worden. Damit zusammen gehört die Fundstelle Goldberg N oberhalb Schmerikon, wo die Schieferkohlen im Hochterrassenschotter eingeschlossen sein sollen.

e) Oberhalb Uznach (Linththal, Kt. St. Gallen). 92 m über der Talsohle, ca. 512 m über Meer, liegt unter einer ausgedehnten Schotterterrasse von ca. 200 ha die Schieferkohle von Uznach in einer Ausdehnung von ca. 72 ha. Sie besteht aus mehreren, nach Mächtigkeit und Ausdehnung wechselnden Flözen. In der Mittelregion hatte das oberste Flöz 1,5 m, das mittlere 0,06 bis 0,1 m, das unterste 0,9 m Mächtigkeit. Zwischenlager: hellfarbiger Lehm von 2 bis 6 m. Die maximale Flözmächtigkeit war 2,5 m. Die Kohle ist von genau gleicher Beschaffenheit wie diejenige von Wetzikon. Über der Kohle liegt ein Terrassenschotter von ca. 30 m und darauf Moräne und Blöcke. An manchen Stellen bedecken Moränen mit abgeschürften Kohlenschmitzen direkt die Kohle. Die Jungmoränen reichen an dem rückliegenden Bergabhang noch wenigstens 300 m über die Kohlen hinauf. Die Unterlage der Schieferkohle wird manchmal direkt von den zur Terrasse aberodierten Schichtenköpfen der fast senkrecht gestellten Molasse gebildet. An einigen Stellen liegt Sand und Kies dazwischen, an vielen andern Stellen befinden sich ausgezeichnete Bändertone mit geschrammten Geschieben unter und zwischen den Kohlen oder es bilden gewöhnliche Grundmoränen die Unterlage. Viele ältere Aufschlüsse sind eingestürzt oder wieder verwachsen, verrutscht oder zugedeckt. Wer zum ersten Male ins Gebiet von Uznach kommt, darf deshalb nicht hoffen, die Angaben der älteren Beobachter sofort verifizieren und kritisieren zu können. Mühlberg berichtet (Eclogae 1912), daß er bei Rütigaß bis an den Talboden hinab nur feingeschichteten Ton unter den Schieferkohlen ohne gekritzte Geschiebe gesehen habe, und daß er, in der dort eingeschnittenen Rinne 20 verschiedene Schieferkohlenflözchen im Tone konkordant eingelagert gezählt habe. Er stellt sich vor, es handle sich um eine vielfach wiederholte Ablagerung von Schlamm und Torf in dem langsam immer höher steigenden Zürichsee. Auch mir scheint die große Masse geschichteten Tones für einen Gletschersee zu sprechen, allein das kann nicht der Zürichsee selbst, sondern das muß ein mehr lokaler Stausee gewesen sein, denn von einer allgemeinen Seeuferterrasse von Niveau ca. 510 m konnte bisher nichts gefunden werden.

Aus den Schieferkohlen von Uznach sind 37 Arten von Pflanzen bestimmt worden (Neuweiler, Ber. d. Zürch. bot. Ges. 1905). Käferflügeldecken sind nicht selten. Von Säugetieren sind in Uznach gefunden: Bos primigenius, Cervus alces, Cervus elaphus, die nichts über das nähere Alter entscheiden. Bisher ist kein Elephant und kein Rhinoceros bekannt, wohl aber Ursus spelaeus, der bei uns nie dem jüngsten Diluvium zugehört. Die Versuche von Brückner, den Uznacher Schieferkohlen ein postglaziales Stadialalter zuzuschreiben, sind in allen Teilen völlig mißglückt. Weder die Tierreste noch die Pflanzen, oder gar die Lagerung stimmen damit überein. Hug denkt sogar für den überliegenden Schotter eher an Hochterrasse, Mühlberg an Schotter der größten Vergletscherung. Der Ausgangspunkt für Brückner war auch hier die Meinung, ein großer Gletscher hätte ältere Schieferkohlen nicht in Frieden lassen können. Neuerdings gibt übrigens Brückner das interglaziale Alter der Schieferkohlen von Uznach zu, nachdem Brockmann Schieferkohlen erratisch in der benachbarten Jungmoräne Oberkirch—Uznach gefunden hat.

Die Schieferkohlen von Uznach werden zuerst im Jahre 1767 genannt und am Terrassenrande zutage ausgebeutet. Die Regierungen von Zürich und St. Gallen kauften Land zur Ausbeute der Kohlen an. Da aber leider kein Staatsregal bestund und das meiste in kleinen Privatbesitz zerfiel, so gelang es auch dem 1822 aus Bayern berufenen Bergmann Köhnlein nicht, einen einheitlichen systematischen Betrieb in Gang zu bringen. Im Jahre 1850 wurden 1200 Ledi = 150000 Meterzentner = 240000 Fr. Verkaufswert ausgebeutet. 1850 bis 1860 war die Blütezeit der Schieferkohlenausbeute in Uznach, weil es B. Schubiger gelungen war, wenigstens den Kohlenhandel einheitlich zu organisieren und zu leiten. Der Gesamtreingewinn eines Jahres stieg bei 20 getrennten Gruben bis auf 850000 Fr. Dann aber erschöpfte sich bald eine Grube nach der andern, und 1867 war das Hauptflöz ausgebeutet. Seit etwa 1905 ist nur noch eine einzige Grube mit 4 bis 10 Arbeitern in Betrieb. 1917 führte wieder zu etwas intensiverer Ausbeute.

Die chemische Untersuchung ergab bei 1,45 spez. Gew. der lufttrockenen Schieferkohle von Uznach C = 44,19, H = 3,79, O und N = 29,87, S = 0,21, Asche = 9,60, H_2O = 12,34%. Der Gehalt an Kohlenstoff berechnet sich nach Abzug von Wasser und Asche auf ca. 56½%, was einem Lignit entspricht. Die Spinnereien und Webereien der Umgebung verwendeten die Uznacher Kohlen sehr gerne wegen ihres geringen Schwefelgehaltes und ihres ruhigen gleichmäßigen Brandes. Mit Einfuhr der Steinkohlen fiel der Preis der Schieferkohlen in Uznach von 3,20 Fr. auf 2,20 Fr. pro Meterzentner.

f) Wangen im Gasterland. Die Schieferkohlen, eingebettet in anderes Diluvium, sind am Unterbuchberg, einem Molasse-Inselberg am oberen Zürichsee, an dessen Südseite angelagert in einer dem Vorkommnis von Uznach entsprechenden Art: unten mächtige geschichtete Tone, oben Schotter. Gleich nördlich des Dorfes Wangen findet man von unten nach oben folgendes Profil (A. Jeannet):

1. Vom Talboden bis ca. 30 m hinauf Bänderton mit häufigen Pflanzenresten. Mitten darin wurde früher ein Kohlenflözchen ausgebeutet.
2. Etwa 30 m meistens horizontal, an einzelnen Stellen schief geschichteter Schotter.
3. Tonschicht 0,30 bis 0,70 m.
4. Zirka 475 m über Meer (ca. 60 m über dem Talboden) Kohlenflöz 1 m, wovon nur der mittlere Teil reine Schieferkohle, der untere und obere Teil kohlige Tone sind, gut entblößt durch Kiesausbeute.
5. 30 bis 35 m Schotter, oben im Niveau von ca. 500 m eine flache Terrasse bildend.
6. Erratische Blöcke, Sernifit.

Escher, der das Schieferkohlenbergwerk 1842 besucht hat, berichtet, daß die Baumstämme im Flöz (er spricht nur von einem Flöz, wir wissen nicht, ob er das untere oder das obere gesehen hat) alle in Schwemmlage liegen; aufrechte Wurzelstöcke kommen nicht vor. Birken und Tannen sind die häufigsten Hölzer. Gelegentlich findet man in der Kohle Flügeldecken von Käfern. Schnecken in den begleitenden Letten fehlen. Säugetiere sind keine gefunden. 1873 wurde die Ausbeute aufgegeben und das Bergwerk ist unzugänglich geworden.

Die mächtigen gebänderten Lehme dehnen sich an der Seite des Unterbuchberges noch 3 km weiter gegen E aus, ohne daß bisher aus diesem östlichen Teil Schieferkohlen bekannt geworden wären.

Fast macht es den Eindruck, als hätten die Schieferkohlenlager von Wangen, Uznach, Eschenbach, Dürnten, Wetzikon und Gossau ursprünglich zusammengehangen, denn sie liegen auf ähnlichem Niveau (480 bis 540 m) und gehören scheinbar der ursprünglich gleichen Fläche an. Allein die Kohlen von Wetzikon und zum Teil Dürnten keilen aus. Wangen und Uznach sind eher die Reste größerer Torfmoore, die sich auf der durch Grundmoränen oder glazialem Seeschlamm ausgedichteten Unterlage nach Rückzug des Eises der größten Vergletscherung gebildet haben. In diesem Falle müßte die Talaustiefung zwischen Uznach und Wangen jünger sein, was aus andern Gründen sehr wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat.

g) Mörschwil, nördlich von St. Gallen, rechts über dem Rande der Steinachschlucht. Erste Beschreibung 1858 von J. C. Deicke im Neuen Jahrbuch für M. G. P., sodann 1883 von Gutzwiller („Beiträge", Lfg. 19). Bei 495 bis 500 m Meerhöhe unter einem Areal von ca. 10 ha finden sich zwei Flöze. Das obere hat 1—2 m, das untere nur 0,25 m Mächtigkeit. Dazwischen liegen 1,5 m Lehm mit kleinen Geschieben (Grundmoräne?, verschwemmte Moräne?). Über den Kohlen folgen 0,15 bis 3 m grauer Lehm mit Pflanzenresten (besonders Schilf und Birke), dann Schlammsand und 20 bis 25 m Grundmoräne. Unter den Kohlen liegen „0,3 m Geschiebelehm mit Erratika und Schlammsand", d. i. Grundmoräne, und noch tiefer ein altes Delta der Goldach 30 m über dem Bodensee. Die Kohlen liegen also zwischen den Moränen der größten und denen der letzten Vergletscherung. Sie sind interglazial. Die Kohlen und noch mehr der unterliegende Lehm enthalten aufrechtstehende Wurzelstöcke von Bäumen, das Kohlenflöz außerdem abgebrochen liegende Stämme von Föhren, Rot- und Weißtannen, Eichen und Birken. Die Stammstücke sind bis 1 m im Durchmesser und $2\,^1/_2$ bis $3\,^1/_2$ m lang und nach den erkennbaren Jahrringen 100 bis 300 Jahre alt. Die Kohlen sind also an Ort und Stelle enstanden Sie sollen keinen Schwefel enthalten. Von Tierresten ist einzig einmal ein Hirschgeweih gefunden worden.

Die Ausbeute begann mit 3 Gruben. unter der Terrasse von Bühl bei Mörschwil im Jahre 1856 Später wurde nur noch eine davon betrieben. Der Schlammsand machte viele Schwierigkeiten. Auf ungefähr 2 ha ist das obere Flöz ausgebeutet worden. Zu Beginn der 70er Jahre lieferte das Bergwerk 30000 q. Kohle per Jahr. 1876 zeigte sich mehr und mehr Erschöpfung des Ausbeutbaren, und bald wurde die Grube verlassen.

Das alte Goldachdelta, das hier die Grundlage der glazialen Ablagerungen bildet, ist wohl dem H. zuzurechnen. An anderen Talmündungen gegen den Bodensee hin findet es seinesgleichen nicht. Die Spuren eines höheren Bodenseeufers sind anderwärts erst etwa 10 m tiefer zu finden. Das Delta unter den Kohlen von Mörschwil muß also lokal bedingt gewesen sein, vielleicht ist es ein Staudelta im Goldachtal durch die noch im Bodensee liegende Gletscherzunge.

h) Es folgen manche kleinere Schieferkohlenvorkommnisse. Beispiele:

Schieferkohlenschmitzen im alten Kanderdelta.

Strättligen, S am Thunersee, hat bei 600 m Höhe ein 0,3 m starkes Kohlenflözchen in Sand und Lehm, darunter Moräne und Schotter, darüber mächtige Schotter und mächtige Moränen. „Braunkohle" im Glütschtal und andere mehr.

Grandson am Neuenburgersee. Schieferkohlenflöz von 1 bis 2 m auf Seekreide zwischen Moränen, enthält die gewöhnlichen Pflanzen und Insektenflügel.

Von den nachfolgenden Vorkommnissen ist das interglaziale Alter nicht nachgewiesen:

Bois de la Bâtie bei Genf. Schieferkohlen von Necker gefunden, nicht mehr sichtbar.

Signal de Bougy (Waadt). Schieferkohlenflözchen von 4 bis 10 cm, bestehend größtenteils aus Moosen, aufliegend auf einigen Centimetern Lehm, eingelagert mitten in eine einheitliche Moränenmasse von ca. 120 m Mächtigkeit (600 bis 712 m ü. M., das Kohlenflözchen bei ca. 650 m).

Nach meiner Beobachtung hat dieses Schieferkohlenflözchen durchaus nicht die Bedeutung, die man ihm vielfach zugeschrieben hatte. Die ursprüngliche Ablagerung kann eine Ausdehnung von nur etwa 500 m^2 gehabt haben. Sie ist nicht interglazial, sondern gehört dem inneren Moränenkranze aus der Zeit der letzten Vergletscherung an und liegt ganz in dieser letzten

Randmoräne drin. Geringe Schwankungen haben den eine Zeit lang bestandenen, erst mit Gletscherschlamm ausgepichten, dann mit Moos überwachsenen Randtümpel wieder mit Randmoräne überschüttet. Nicht einmal auf eine größere oder allgemeine Schwankung darf hieraus geschlossen werden. Eigentlich sollte also das Flözchen vom Signal de Bougy ganz aus dieser Reihe entfernt werden. Ich habe es dennoch hier besprochen, weil es hier gesucht werden wird.

Zell, Kanton Luzern. Bei 505 bis 510 m Höhe liegen Schieferkohlen an mehreren Stellen und in mehreren Flözchen in Kies und Sand, darüber Moränen.

Wildhaus im Obertoggenburg; im Simmibachtobel (Flyschgebiet), östlich des Dorfes, findet sich bei 1005 m Höhe eine schöne dünnblätterige Schieferkohle von 1 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie enthält Flügeldecken von Käfern, Moos, Nymphaeasamen ganz wie die andern interglazialen Schieferkohlen. Sie fällt 20—40° NNE, ist unterlagert von seekreidigem Ton, erfüllt mit Deckeln von Bythinia, mit Chara, Diatomeen. Im Abhang darüber folgt Grundmoräne. Die Kohle ist im Bachbett ca. 20 m weit zu verfolgen, in Spuren verschleppt auf über 100 m. Die Lagerung kann nicht ursprünglich sein, Stauung durch Gletscher, Verrutschung sind im Spiele (Alb. Heim, Arn. Heim, H. Gams 1917).

Die Schieferkohlenlager, von denen wir genügend unterrichtet sind, stammen alle in oben präzisiertem Sinne aus der letzten Interglazialzeit. Alle werden von den Moränen der letzten Vergletscherung überdeckt. Bei manchen ist das Alter nicht direkt zu bestimmen, besonders bleibt bei isolierten Vorkommnissen wie Grandson, Signal de Bougy, auch wenn Moränen da sind, die Frage, ob interglazial oder interstadial, zunächst offen. Die größeren Vorkommnisse (Wetzikon, Dürnten, Uznach, Wangen, Eschenbach) sind so ähnlich untereinander, daß gar kein Grund vorliegt, einzelne etwa wegen zufälligem Fehlen von Eleph. antiquus und Taxus baccata aus der Interglazialität zur jüngsten Interstadialität zu degradieren. Übrigens ist neuerdings Taxus baccata von Neuweiler auch in Uznach gefunden worden.

Die Gesamtausbeute schweizerischer Schieferkohlen bis 1912 berechnet C. Müller (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912 Bd. 8) auf 800 000 t getrockneter Kohle. Von 1858 bis 1899 ist der Verkaufspreis pro 100 kg von 1 Fr. auf 3 Fr. gestiegen. Die Lager sind jetzt sozusagen erschöpft; das noch Vorhandene ist nicht mehr bedeutend und neue Funde sind wenig wahrscheinlich, weil die junge Oberflächengestaltung unseres Landes dafür gesorgt hat, Vorhandenes aufzudecken.

An die Schieferkohlen erinnern einige ähnliche Funde aus späterer Zeit. Am Distelberg, S Aarau, ist ein Torflager ausgebeutet worden mit Eleph. primigenius, Rhinoceros tichorrhinus, Equus gaballus. Aus Niederweningen nördlich der Lägern stammt der prachtvolle Mammutfund der Zürcher Sammlungen (Reste von ca. 10 Individuen, darunter ein Embryo, Fig. 53 b u. c) aus einem Torflager mit Picea excelsa, das mit Bachschutt überdeckt war. Das Torflager ist dem Niederterrassenschotter aufgesetzt. Die Mammutherde in Niederweningen lebte also während oder kurz nachdem das Gletscherende der letzten Vergletscherung bei Schöfflisdorf stand. Diese beiden Torflager Distelberg und Niederweningen sind jüngstes oder postglaziales Diluvium und dürfen nicht mit den Schieferkohlen zusammengerechnet werden. Es fehlt ihnen die Moränenbedeckung und die starke Schieferung und Kompression. Von solchen noch diluvialen aber postglazialen Torflagern gibt es alle Übergänge zu denjenigen, die heute noch als Torflager wachsen, wie z. B. das Torfmoor von Junkertswil bei Gossau, Kanton St. Gallen, das ein Elenn-Geweih geliefert hat (Museum St. Gallen).

2. Interglaziale Schotter, Lehme, Tuffe.

Selbstverständlich könnten wir den unteren Deckenschotter und die Hochterrasse als interglaziale Kiese bezeichnen, insofern als sie zeitlich zwischen der ersten und der letzten Vergletscherung liegen. Hier haben wir nun aber Stellen im Auge, wo die Interglazialität aus einem einzelnen Profile direkt ersichtlich ist und sich auf eisfreie Zwischenzeiten bezieht. Nur wenige Kiesfunde zwischen Moränen sind derart, daß sie einen langen zwischenliegenden Zeitraum beweisen. Es sind zu nennen:

a) Schotter.

Kanderschlucht am Thunersee (Fig. 50). Auf Trias liegen 4 m und mehr alte Grundmoräne, dann ein 30 bis 40 m mächtiges ausgedehntes schiefschichtiges, zu Nagelfluh verkittetes Delta, das einen Stand des Thunersees während der letzten Interglazialzeit von 600 m (gegenüber jetzt 560 m) bedeutet. Oben folgen flache Kiese, dann Grundmoräne und Wallmoräne der letzten Vergletscherung (E. Zollinger, Zwei Flußverschiebungen im Berner Oberland, 1892). Die interglazialen Deltakiese sind auch an der Gürbe sichtbar. Der schöne, fast senkrechte tiefe Durchschnitt von über 100 m Höhe ist aber erst durch die Kanderkorrektion seit 1712 entstanden (Bachmann, Die Kander, ein ehemaliges Gletscher- und Flußgebiet, 1870).

Fig. 50.

Profil durch den Strättliger-Hügel (Thunersee) im durch die Korrektion der Kander seit 1712 erzeugten Erosionsdurchschnitt. — Unterlage Triaskalk und Gips in diesem Schnitte nicht entblößt. Dann: *1.* Grundmoräne der vorletzten Vergletscherung (Altmoräne), *2.* altes interglaziales Kanderdelta bei 600 m Seeniveau, *3.* flach geschichteter fluvioglazialer Schotter, *4.* Grundmoräne und *5.* Wallmoräne der letzten Vergletscherung, *6.* Kanderalluvionen bis 1712, *7.* Kanderdelta seit 1712.

Dranceschlucht bei Thonon 60 bis 100 m mächtiges altes Delta, Moräne darunter und darüber. Die erste Beobachtung über Zweiteiligkeit der Eiszeit durch Morlot und Martin knüpfte sich hier an; sie wurde erst von Escher und Heer bezweifelt, bis diese sich durch die interglazialen Schieferkohlen von der Zweiteiligkeit der Eiszeit überzeugt hatten.

Die nachfolgend genannten Schotterdelta sind zwar älter als die letzte Vergletscherung und sicher jünger als die Deckenschotter-Vergletscherungen, allein es ist nicht festzustellen, ob sie interglazial sind oder sich der größten Vergletscherung als Rückzugs- oder Vorstoß-Stadien direkt anschließen.

Vierwaldstättersee, Muottadelta bei Ibach und Deltakiese bei Buochs und bei Küsnacht liegen unter Moränen und erratischen Blöcken.

Zürichsee. Delta der Halbinsel Au mit erratischen Blöcken bestreut.

Zugerseegebiet. Delta bei Blickenstorf mit Moränen überdeckt.

Bodenseegebiet. Altes Delta in der Steinach unter Grundmoräne unterhalb Mörschwil.

Alle die genannten beweisen ein höheres Niveau der Seen vor der letzten Vergletscherung und zwar:

	jetziges Niveau	Höhe des Delta über dem See	früheres Seeniveau
Genfersee	375	30 m	400—405
Thunersee	560	40 „	600 Strättligen

jetziges Niveau		Höhe des Delta über dem See	früheres Seeniveau	
Vierwaldstättersee .	437	70 m	507	Ybach
Zugersee	417	85 „	502	Blickensdorf
Zürichsee	409	47 „	456	Au
Bodensee	398	30 „	428	Goldachtal

Manche dieser höheren Delta liegen außerhalb der alpinen Randeinsenkung, dasjenige von Ybach und Steinach (?) aber innerhalb. Für diese höheren Seen ist ein talabwärts liegendes Ufer nicht mehr zu finden.

Thungschneit und Neubrück bei Bern zeigen 20 m mächtig den sogen. Karlsruhschotter zwischen Grundmoränen. Aeberhardt verfolgte ihn als interglazial weithin im Saanegebiet. Auch Baltzer setzt seinen Karlsruhschotter (Karlsruh bei Bern, Wylerfeld, Eyholz, Thalgut, Kiesen — Jaberg, Thungschneit) in die letzte Interglazialzeit.

Endlich sind wir ja zur Überzeugung gekommen, daß der ganze Hochterrassenschotter eigentlich hierher zu stellen ist.

Dann aber finden wir auch an den Seeufern alte Delta in tieferem Niveau und ohne Moränenbedeckung. Die Mehrzahl derselben scheint viel jünger zu sein und müssen den Niederterrassenschottern des großen letzten Gletscherrückzuges zugerechnet werden.

Hierher gehören z. B. die Deltakiese mit Staufläche 8 m über dem Zürichsee bei Pfäffikon, Hurden, die Deltakiese in ähnlicher Höhe bei der Station Reichenburg zwischen Zürichsee und Walensee, die alten Uferterrassen am Bodensee in 20 bis 25 m Höhe über dem See (Penck), viele alte Bachdelta an den Ufern des Lemansee usw.

b) Pflanzenführende Lehme, Glazialtone

sind von manchen Fundorten namhaft gemacht worden, allein die Mehrzahl derselben gehören der letzten Vergletscherung an oder sind postglazial (St. Jacob an der Birs hat 17 Pflanzenarten und 34 Tierarten geliefert, Mellingen, Schwerzenbach, Bonstetten, Hedingen, Schönenberg, Wauwyl usw.). Vielleicht interglazial ist unter den bisher bekannten einzig Paradiso (Caprino) bei Lugano 330 m über Meer, 59 m über dem Luganersee, indem hier der Pflanzenlehm nicht wie gewöhnlich unter Torf, sondern unter Grundmoräne liegt. Die Fundstelle, jetzt zugedeckt, hat Rhododendron ponticum und Buxus geliefert.

Außerhalb der Schweiz wiederholt sich ähnliches: Pflanzenführende Tone unter Moränen in Cadenabbia am Comersee, Ré bei Sta. Maria-Maggiore, Pianico am Iseosee u. a. m.

c) Quellentuffe.

Die Mehrzahl der Quellentuffe unseres Landes sind postglazial und ganz modern; bei manchen ist eine nähere Altersbestimmung ihres Beginnes nicht möglich. Das erste sicher als Diluvium nachgewiesene Quellentufflager ist dasjenige von Flurlingen bei Schaffhausen. Es liegt auf einer Terrasse südlich ca. 60 m über dem Rheine bei 450 bis 470 m (Taf. XII Fig. 2). Es ist zuerst 1869 von Merklein namhaft gemacht, sodann von Gutzwiller, Penck, L. Wehrli, Meister und anderen untersucht und beschrieben worden. Lange Zeit ist der Kalktuff als

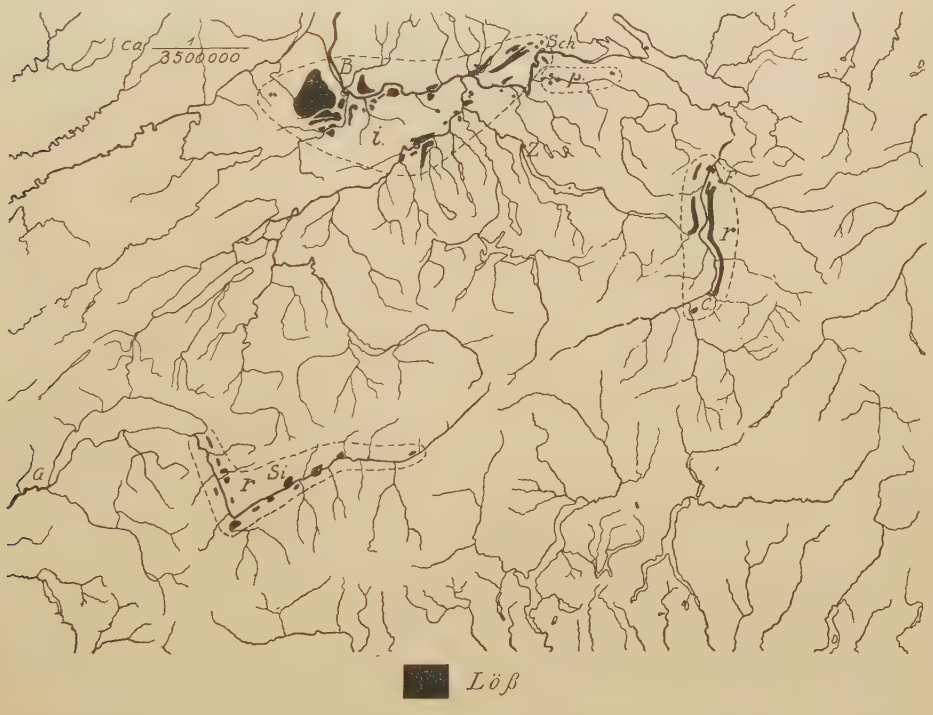
Baustein ausgebeutet worden. Die Aufschlüsse haben dadurch vielfach gewechselt. Zurzeit ist die Grube verlassen und verschüttet. Unter 3 bis 4 m Moräne und verschwemmter Moräne der letzten Vergletscherung folgte mit erodierter Oberfläche ein Kalktufflager von 12 bis 15 m, darunter alpiner stark verwitterter Schotter, der einstimmig für „Riß" (= H.) gehalten wird. Wir befinden uns hier unmittelbar über einem alten eingedeckten Rheinlauf, dessen Sohle wohl 80 m tiefer liegt. Der Schotter mag dem Schotter der tiefen Rinnen angehören. An späteren Ausbeutungsstellen fand ich den Rißschotter verdeckt, dagegen direkt unter dem Tuff, wahrscheinlich zwischen Schotter und Tuff, ausgezeichnet schöne Grundmoräne — wohl der größten Vergletscherung. Ein einige Meter tiefes Bohrloch blieb in der unterliegenden Grundmoräne. Die Interglazialität des Tufflagers ist also sicher; es gehört dem Zeitabschnitt der Schieferkohlen an. Etwas über der Mitte im Tuffe findet sich eine Schicht, die besonders reich an guten Blattabgüssen ist. Wohl 95 % aller bestimmbaren Stücke sind Acer pseudoplatanus, etwa 4 % Buxus sempervirens. Esche, Weißtanne, Eibe, Epheu (Hedera) sind vorhanden, Buche fehlt. Diese Mischung findet sich heute nicht mehr im Mittellande. Die 21 Schneckenarten die L. Wehrli (Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich 1894) und Gutzwiller (Verhandl. d. naturf. Ges. Basel 1894 S. 512) im Flurlingertuff gefunden haben, gehören alle zu noch lebenden Formen. Gutzwiller hebt die Gleichheit der Schneckenfauna mit derjenigen der Ni. bei Basel und die Differenz mit den Lößschnecken hervor. Entscheidender als Pflanzen und Schnecken ist ein gut erhaltener Unterkiefer von Rhinoceros Merkii, den J. Meister 1896 im Tuffe fand — also die Art der Schieferkohlen, welche mit der letzten Interglazialzeit aus unserem Lande verschwunden ist und für die letzte Vergletscherung dem Rhinoceros tichorrhinus Platz gemacht hat.

Fellenberg und dann Baltzer haben an Löß erinnernde Ablagerungen in der Umgebung von Bern gefunden. Sie machen die Lokalitäten namhaft von Kosthofen an der Straße Münchenbuchsee nach Liß, Kehrsatz bei Bern 9 m mächtig, Münchenbuchsee, Toffen westlich am Belpberg, Schloß Wyl SE von Bern, Höchstetten, Walkringen, Gummersloch. Alle diese lößartigen Massen liegen innermoränisch und sind stellenweise von Erraticum bedeckt, also älter als die letzte Vergletscherung. Zahlreiche Arten von Lößschnecken sind darin gesammelt worden. Bei Kosthofen finden sich darin „Lößkindchen", allein das Material ist fein geschichtet, in Toffen ist es 20 m mächtig und als Kalktuff ausgebeutet worden. Die Lagerung ist nicht weit deckenartig, mehr lokalisiert. Schon die Beschreibungen von 1885 gaben den Eindruck, daß es sich nicht um echte äolische Löße, sondern um lößähnliche Kalktuffe oder Gemische von Löß und Kalktuff, seekreidenartige Gebilde handelt. Baltzer hat sich dann bald durch eigene Untersuchung davon überzeugt, daß diese lokalisierten Ablagerungen in der Umgebung von Bern zu den Kalktuffen zu rechnen sind und hat sie später (in Beitr. Lfg. 30) auch als solche besprochen. Wir führen sie deshalb hier als interglaziale Kalktuffe, herrührend von Quellen oder aus lokalen Seen, an.

3. Die Löße (Fig. 51).

Alle Zeitabschnitte der Diluvialperiode können Löße geliefert haben. Die bedeutendsten sind wohl interglazial, aber es gibt auch glaziale und postglaziale

Fig. 51.
Ausbreitung der Löße in der Schweiz.
i = interglaziale Löße, *p* = postglaziale Diluviallöße, *r* = postdiluviale Löße, z. T. rezent.
B = Basel, *Sch* = Schaffhausen, *Z* = Zürich, *A* = Aarau, *F* = Feldkirch, *C* = Chur, *G* = Genf, *Si* = Sitten.



Löße. Wir betrachten bei dieser Gelegenheit alle Löße der Schweiz. Im Schweizerlande gibt es hauptsächlich vier verschiedene Lößgebiete:

1. Nordschweiz (Basel Umgebung, Rheintal bis Klettgau und hinauf bis Schaffhausen, Aaretal hinauf bis Umgebung von Aarau). Diese Löße sind meistens älter als die letzte Vergletscherung.
2. Thurtal Andelfingen, Weinfelden?, Güttikhausen? auf Rückzugsmoränen der letzten Vergletscherung.
3. Rheintal von Bonaduz über Chur bis Feldkirch—Oberriet, postdiluvial.
4. Rhonetal von Leuk bis Lemansee, postdiluvial.

Unsere Kenntnis der schweizerischen Löße verdanken wir nach den ersten Entdeckungen durch Escher vor allem den Untersuchungen von Gutzwiller, Mühlberg, Früh und Brockmann-Jerosch.

1. Der Diluviallöß der Nordschweiz bedeckt bald das Anstehende, bald die Deckenschotter, Hochterrassenschotter und Altmoränen, niemals aber die Niederterrassen oder Jungmoränen. Berge und Talabhänge sind entlang den großen beschotterten Talzügen bis an die Ni. und die Jungmoränen hin und bis in eine Höhe von ca. 600 m mit Löß bedeckt. Er gehört ausschließlich dem Gebiete außerhalb der letzten Vergletscherung an — offenbar weil die letzte Vergletscherung ihn in ihrem Bereiche zerstört hat. Leider ist er nirgends als Trennungsstrich zwischen Altmoränen und Jungmoränen erhalten geblieben. Dieser Diluviallöß der Nordschweiz oder „Hauptlöß" scheint durchweg jünger als Hochterrasse und größte Vergletscherung, älter als die letzte Vergletscherung zu sein. Überall, wo Altmoränen sich einstellen, liegen diese auf allfällig vorhandenem Hochterrassenschotter und unter dem Löß. Die größte Vergletscherung liegt also zeitlich zwischen Hochterrassenschotter und Hauptlöß. Der Löß stammt somit aus dem gleichen Abschnitt der Diluvialzeit, wie die Schieferkohlen, d. h. seine Bildung hat mit dem Gletscherrückzuge nach der größten Vergletscherung begonnen (Brockmann-Jerosch) und kann bis und mit der letzten Interglazialzeit gedauert haben.

Überall hat dieser Löß die gleiche Beschaffenheit: ungeschichtet, braungelb, erdig, in senkrechten Anstichen haltend, zerreiblich, von Röhrchen durchsetzt, Schneckenschälchen enthaltend. Er besteht aus Mineralsplitterchen, vorherrschend Quarz, von im Mittel 0,001 bis 0,1 mm Durchmesser, Splitterlagerung nach Art des Staubniederschlages, nicht der Wasserschwemmung, Kalkgehalt wechselnd — kurz, er entspricht in allen Teilen dem echten äolischen deutschen Löß. Bei Basel erreicht er an der Crischona 460 m, bei Maria Stein 520 m Meerhöhe. In der Umgebung von Basel ist die Mächtigkeit bis 20 m, bei Aarau noch bis 10 m.

In den oberen Lagen ist der Löß oft durch Auslaugung des Kalkgehaltes ganz verlehmt. Alle die Ziegeleien rings um Basel und viele andere (bis 5 % der sämtlichen zurzeit in der Schweiz ausgebeuteten Tonlagerstätten) sind Lößlehme. An einigen Stellen läßt der Löß ältere tiefere, von jüngeren oberen Teilen durch zwischenliegende Verlehmung trennen. Hie und da sind Lößlehme von Residuallehmen des anstehenden Untergrundes nicht sicher zu unterscheiden, indem beide als Lehmbedeckung auftreten. Im verlehmten Löß sind auch die Schneckenschalen verschwunden. Hie und da ist der Löß sekundär verschwemmt, und greift dann auch geschichtet auf die Niederterrasse über. Schon oft sind auch die Über-

schwemmungs-Sandlehme auf jüngeren Kiesterrassen irrtümlich für Löß gehalten worden.

Fast überall finden wir in unseren Lößen folgende Landschnecken in Menge: Fructicicola hispida L. (Helix), Pupa muscorum L. und Succinea oblonga Drap. Im ganzen sind 32 Arten aus den Umgebungen von Basel und Aarau bestimmt worden; 14 davon leben noch heute in den Umgebungen, Succinea oblonga hat sich in kühlere Höhen zurückgezogen, drei Arten gehören dem arktisch alpinen Gebiete an. Mammut und wollhaariges Rhinoceros, auch Pferd, Rentier, Höhlenbär, Bos primigenius?, Cervus elaphus und Menschenknochen sind im Löß der Umgebung

Fig. 52.

Die im diluvialen Löß häufigsten Schneckenschalen in doppelter Größe.
a Helix hispida, *b* Pupa muscorum, *c* Succinea oblonga.

von Basel (Allschwyl, Binningen, Bruderholz, Wylen) gefunden worden. Das exakte Alter ist oft nicht zu bestimmen. Der ältere Elephant der Schieferkohlen, Eleph. antiquus und das ältere Rhinoceros, Rh. Merkii kennt man aus unserem Löße nicht. Vielleicht ist der Löß etwas jünger als die Schieferkohlen, oder die beiden verschiedenen Elephanten und Nashornarten sind in diesem Abschnitt des Diluviums gleichzeitig vorhanden, aber nach der „Fazies" getrennt, die älteren im Walde geblieben, die jüngeren mit den Grassteppen eingedrungen.

Die Frage nach dem sogen. „Steppenklima", das zur Bildung des Löß geführt haben soll, kann nur durch Würdigung der Erscheinungen in weit ausgedehnteren Gebieten entschieden werden. Die organischen Einschlüsse der schweizerischen Löße liefern keine Beweise für trockenes Steppenklima. Aus vielen Gründen verneinen Th. Studer und ebenso Brockmann-Jerosch das Steppenklima der Interglazialzeit. Ich habe selbst oft, als der Rhein und die Rhone noch breite Fiumaren bildeten, gesehen, wie der Föhnwind Staubwolken vorantrieb und daraus Löß im Windschatten fallen ließ, und ich habe das gleiche in überraschender Art in Neuseeland 1890 erlebt, so daß ich mir durch ähnliche Ursachen den Löß bei feuchtem und kühlem Klima gebildet denken kann, ohne für die Erklärung zu einer Klimaschwankung im Sinne eines Wüstenklima greifen zu müssen. Beim Rückzug der Gletscher der größten Vergletscherung, da überall die Grundmoränen und besonders die weiten Überschwemmungsgebiete der Gletscherflüsse bloßlagen, fehlte es nicht an staubliefernden Angriffsflächen für den Wind. Alles was wir vom Löß wissen, erweist ihn als wieder niedergeschlagenen äolischen Auszug aus Grundmoränen und Flußanschwemmungen, und somit unsern glazialen und besonders interglazialen Löß als äolisch umgelagertes Material der größten Vergletscherung Penck und Brückner (S. 468 dort) sind der Ansicht, daß ein großer Teil des Lößes im Gebiete unterhalb Basel sogar schon der vorletzten Interglazialzeit angehöre.

Die Lößbildung muß lange Zeit gedauert haben. Denn mitten in den mächtigsten Lößprofilen findet man oft verlehmte Schichten, welche einen langen zeitweisen Unterbruch in der Lößablagerung mit Auslaugung der jeweilig obersten Schicht durch Niederschläge bedeuten.

An Stelle einer langen Aufzählung der Fundstellen für Löß haben wir eine kleine Karte seiner Verbreitung (Fig. 51, S. 319) gegeben.

2. Auf dem Mühleberg bei Andelfingen, 440 bis 448 m hoch, fand Früh einen bis 2 m mächtigen echten Löß, den er genau untersuchte. Pupa muscorum und Fructicicola (Helix) hispida sind häufig, dagegen fehlt die für den älteren Löß bezeichnende Succinea oblonga. Wir stehen hier auf dem inneren Kranz der Moräne der letzten Vergletscherung. Der aufliegende Löß ist also jünger als das Maximum der letzten Vergletscherung. Es wäre recht sonderbar, wenn dieses kleine Vorkommnis in dem weiten Ausbreitungsgebiete der Diluvialgletscher außerhalb der Alpen das einzige sein sollte. Hug fand denn auch Löß auf junger Niederterrasse zwischen Andelfingen und Marthalen; bei Sangen—Weinfelden, und auch bei Güttikhausen an der Thur soll er vorkommen.

3. Der Rheintallöß ist zuerst von Arn. Escher erkannt und später von Früh (Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich 1899) genauer verfolgt worden. Er erstreckt sich auf beiden Talseiten des Rheines von Ems über Chur bis an die Ill. Seine mikroskopische Untersuchung erweist den Gehalt an charakteristischen Mineralien des Bündnerschiefers, den Rutilnädelchen, sonst wie alle Löße: Quarz, Feldspat, Glimmer, Kalkspat usw. Der Rheinschlamm ist graphitgrau, der Rheinlöß aber gelb. Ob er auf Flysch oder Kreide oder Malmkalk oder Grundmoräne aufliege, ändert nichts an seiner Beschaffenheit. Er reicht in der Regel 100 m, aber auch bis 250 m über die heutige Talsohle hinauf mit einer Mächtigkeit bis höchstens 6 m. Im Aussehen und Verhalten ist er teils völlig dem diluvialen Lösse ähnlich, teils etwas sandiger und weniger fest. Pupa muscorum ist auch hier vorhanden. Daneben sind noch 25 andere kleine Landschneckenarten daraus bestimmt worden. Succinia oblonga var. elongata, die im Diluviallöß fast immer vorhanden ist, fehlt im postglazialen Löß des Rheintales.

Der Rheintallöß bedeckt die Gehänge, die zur Zeit der letzten Vergletscherung noch tief unter Eis lagen, und die erst beim Rückzug nach dem „Bühlstadium“ endgültig frei geworden sind. Er liegt auf den Rückzugsmoränen der letzten Vergletscherung, er liegt sogar auf den Alluvionen der Talebene; anderseits reicht er aber merkwürdigerweise nicht bis unterhalb der Illmündung, nicht bis an den Bodensee. Der Rheintallöß ist also postglazial. Seine Ausbreitung ist dargestellt in der geolog. Spezialkarte Nr. 80 Alvierkarte 1 : 25 000 von Arnold Heim und J. Oberholzer. In einem gewissen Maße konnte man bei Föhn vor den Flußkorrektionen das Fortgehen seiner Bildung noch im vorigen Jahrhundert beobachten, indem dann mächtige Staubwolken sich aus den Überschwemmungsgebieten erhoben und weiter talauswärts auf die Umgebung senkten. Nach den Rheinüberschwemmungen von 1868 war die Staubbildung so arg, daß das Viehfutter verdorben wurde und sich in offenen Gemächern, Scheunen usw. 1 bis 3 cm dicke Staubschichten bildeten. Die Anlagerung des älteren prä-

historischen postglazialen gelben Lößes des Rheintales ist aber unter dem Einflusse von Nordwinden im Windschatten an der Südseite der Hügel geschehen, während der historische graphitgraue Rheintallöß, durch Föhn von Süden gebracht, an der Nordseite der Erhöhungen liegen bleibt (Brockmann-Jerosch, mündliche Mitteilung).

4. Der Rhonetallöß (Früh, Eclogae 1900) ist in seiner Verbreitung von Naters bis St. Triphon auf 100 km Tallänge etwas unterbrochener als der Rheintallöß. Die Partikel haben im allgemeinen zwischen 0,004 und 0,1 mm Durchmesser, vorherrschend 0,02 bis 0,04 mm, die Glimmer sind besonders reichlich. Die Masse erscheint homogen und ungeschichtet und hat die eigentümliche Röhrenstruktur des echten Diluviallößes. Der Rhonetallöß überdeckt in ganz gleicher Ausbildung Gneis, Carbonschiefer, Quarzite, Glanzschiefer des Lias, Kalksteine, Moränen. Er reicht in sandiger Ausbildung bis 700 m und liegt meist in Nischen und Vertiefungen als nivellierendes Element im Windschatten der talaufwehenden Westwinde. Ein älterer rein staubiger Löß findet sich nur an Bergvorsprüngen von 900—1100 m Meerhöhe (Gams). Auch der Rhonetallöß ist in der Hauptmasse postglazial, und seine Bildung hat noch bis in historische Zeit ausgeklungen.

Überall, wo Lößstaub ausgeblasen wird, bleibt windgehäufter Sand zurück. Der feine Staub wird durch die Luft getragen, der Sand auf dem Boden getrieben. So entsprechen auch den jungen Lößen im Rhein- und Rhonetal vorübergehende Dünen in den Überschwemmungsflächen der Flüsse. Diese letzteren werden immer wieder vom Wasser zerstört; der Löß aber, wo er sich in den Windschatten höher hinauf geflüchtet hat, bleibt liegen und wird von der Vegetation geschützt. (Über Dünen siehe später.)

4. Bergstürze.

Im Molasselande kennen wir nur jüngere Bergstürze, in den Alpen aber gibt es diluviale Bergstürze, wie folgende Beispiele zeigen.

Auf dem größten bisher bekannten Bergsturz, demjenigen von Flims, habe ich große erratische Blöcke und ausgedehnte Grundmoränen gefunden. Unfern Reichenau gegen Westen, sowie an dem Toma Patrusa genannten Bergsturzrest bei Ems fand ich die Außenseiten der großen Bergsturzblöcke angeschliffen vom Gletscher, ohne daß sie gewendet oder verschoben worden wären; die Bergsturzbreccie hat Stand gehalten; sie ist zum Teil mit Grundmoränen überkleistert. Die große Grundmoräne von Bonaduz liegt (Walter Staub, Geogr. Ges. Bern 1910) unter dem Flimserbergsturz. Der Rhein hat unterhalb Trins im Bergsturz ein Fenster in die unterliegende Grundmoräne hinabgeschnitten.

Ganz ähnlich findet sich auch Grundmoräne über und unter dem Bergsturz von Glärnisch—Guppen, der das Linthtal von Schwanden bis Glarus füllt (Alb. Heim und J. Oberholzer, „Beiträge", neue Folge, Lfg. 9 1900). Auf den Relikten des enormen Bergsturzes von der Glärnisch-Nordseite, der den Klönsee gestaut hat, fand Oberholzer Moränen in weiter Ausbreitung, während sie auf dem vom Wiggis kommenden, den Schutthaufen des ersteren zum Teil bedeckenden Bergsturze fehlen.

Auf dem in Relikte ausgeschwemmten Bergsturz von Sierre im Wallis (Lugeon, „Beiträge" Spezialkarte Nr. 60) liegen große Grundmoränen, und solche scheinen auch einzelne der Bergsturzströme von Kandersteg teils zu bedecken, teil zu unterlagern.

En weiteres prachtvolles Beispiel eines ganz gewaltigen Bergsturzes, älter als die letzte Vergletscherung und auf seinem Rücken und in seinen Flanken reichlich mit Moränen bedeckt, hat

P. Arbenz 1910 in Engelberg festgestellt (Spezialkarte Nr. 55 der „Beiträge"). Die Durchtalung, in welcher Engelberg selbst liegt, hat den Bergsturz 250 m tief durchschnitten.

Ich werde durch diese Funde auf die Auffassung gedrängt, daß besonders große Bergstürze in den Alpentälern hauptsächlich jeweilen nach dem Zurückweichen der Gletscher niedergegangen seien, indem dann die Gehänge vom Eise nicht mehr gehalten wurden, so daß sie der vorher allmählich durch die ständige Durchnässung vorbereiteten Lockerung um so leichter folgen konnten. So sind die großen interglazialen (Flims, Glärnisch—Guppen, Vorderglärnisch, Kandersteg?, Sierre) und postglazialen (Kunkels-ils Auts, Wiggis—Näfels, Kandersteg usw.) Bergstürze verständlich. Aus gewissen Formen im Bergsturz Guppen—Glärnisch zwischen Schwändi und Mitlödi haben J. Oberholzer und ich geschlossen, daß der Bergsturz auf eine noch im Tal liegende Gletscherzunge gestürzt ist, die erst nachher darunter wegschmolz.

Brückner sieht nicht gern einen älteren Bergsturzhaufen im Tale. Nach seiner Meinung müßte ihn der gewaltig schürfende Gletscher ausgeräumt haben. Deshalb nimmt er an, die Moränen auf dem Bergsturze rührten nur noch von einem kleinen unbedeutenden letzten Vorstoß, einer „Schwankung im Rückzuge" her, und der Bergsturz sei nur interstadial, nicht interglazial. Walter Staub verfolgte die Moränen und Terrassen im Vorderrheintale genauer und kam dadurch zur Ansicht, daß der den Flimserbergsturz überschreitende Gletscher allerdings vielleicht dem Rückzuge, dem Bühlstadium entsprechen könnte, daß er aber jedenfalls noch wenigstens bis Chur, d. h. 20 km über die Kulmination des Bergsturzes hinaus gereicht hat. Man müßte also annehmen, daß dieses „Bühlstadium" ein großer Vorstoß nach einem starken Rückgang gewesen wäre. Wo der Gletscher auf dem Bergsturz Grundmoränen von mehreren Metern Mächtigkeit abgesetzt hat, da hat er offenbar den Bergsturz gar nicht wegzuräumen beabsichtigt. Wenn nun aber Brückner die großen Bergstürze nach Gletscherrückzügen dadurch erklären will, daß „der Gletscher die Berge unterschnitten" habe, so fehlt uns die Phantasie, ihm zu folgen. Die Ausbruchsnischen des Sturzes von Flims wie diejenigen vom Glärnisch und von Sierre lassen sich nach ihrer Form mit dieser Auffassung nicht verbinden. Ein „Unterschneiden" könnte man sich zur Not an einer vorspringenden Bergkoulisse denken. Dann wäre aber die darüberliegende Bergecke abgestürzt. Die genannten Bergstürze dagegen sind ein weiteres Rückgreifen schon vorhandener seitlicher Nischen gewesen, die vom Unterschneiden durch den Haupttalgletscher geschützt lagen.

Es wird vielleicht niemals möglich sein, scharf zu entscheiden, ob die genannten und andere Bergstürze interglazial oder interstadial seien. Allfälliges Fehlen von Erratikum in den Höhen der Ausbruchsnischen wäre gerade bei Flims und Sierre nicht maßgebend, weil diese Gebiete über dem Eisniveau lagen, und an den Glärnischstürzen deswegen nicht, weil jene Bergsturznischen zu steil sind, als daß Erratikum sich hätte ansetzen und halten können.

Lassen wir die Frage offen. Es bleibt die Tatsache, daß viele gewaltige Bergsturzhaufen auf Moränen liegen und wieder von Moränen bedeckt worden sind, also dem Eiszeitalter angehören.

XII. Diluviale Aufschüttung und deren Lagerungsstörungen.

Wenn wir unser Land im ganzen nach seiner diluvialen Schuttdecke überblicken, so finden wir zunächst, daß dieselbe in den Alpentälern sehr unregelmäßig und im ganzen gering ist. Mächtige Anhäufungen kommen wohl lokal vor, aber weit verbreiteter liegt der anstehende Fels zutage. Eine ungewöhnliche diluviale Aufschüttung hat das Rheintal von Ilanz bis Chur erfahren. Auf mächtiger Grundmoräne liegen Bergstürze bis 700 m hoch, und darüber folgen abermals Moränen. Ganz Ähnliches ist im Rhonetal gegenüber Raron bis Granges im Gebiete des Bergsturzes von Sierre, sowie im Kandertal der Fall. Die großen Bergstürze von Flims und Sierre sind völlige Spiegelbilder zueinander mit dem Unterschied, daß beim letzteren die Erosion schon weit mehr abgetragen hat. Recht bedeutend sind in den Alpen die Diluvialschuttmassen auch in den Flyschzonen, in der „zone des cols" usw., viel geringer dagegen meistens im Gebiet der Zentralmassive. Ich schätze, daß die diluviale Aufschüttung in den Alpen, inklusive subalpine Molassezone, zum größten Teil aus dem Gletscherrückzug stammend, etwa ein Viertel der Oberfläche bedeckt.

Sobald wir ins Gebiet der horizontalen Molasse hinaustreten, wird es ganz anders. Da müssen wir das Anstehende oft mühsam zwischen den Diluvialdecken suchen. Das hohe Gebiet des Jorat, Napf, Töß stock und einige Diffluenzsporne haben wenig Diluvium, die übrige Molasse aber ist zu Dreiviertel bis Vierfünftel und mehr mit Diluvium bedeckt. Hier gibt es Regionen, wo das Diluvium nicht nur 10 bis 20 m, sondern 50 bis über 100 m Mächtigkeit aufweist. Im Einsenkungsgebiete des Lorzetobel und Sihlsprung zwischen Zürichsee und Zugersee ist das Diluvium über der Molasse auf 100 bis 300 m Mächtigkeit aufgeschüttet, im Gebiet vom Bodensee bis gegen den Zusammenfluß von Thur und Sitter, von Frauenfeld über Nußbaumen gegen den Rhein hinaus usw. liegt das Diluvium gewiß oft 150 bis 200 m mächtig. Die ganze Wasserscheide zwischen Donau und Rhein wird nördlich des Bodensees durch die diluviale Aufschüttung bedingt. Bald liegt sie auf dem äußersten, bald auf dem inneren Kranz der Jungmoränen (Zürichstadium). Das Diluvium ist im Plateaugebiete von Freiburg 50 bis 100 m mächtig.

Der Diluvialschutt über dem ganzen Molasselande, gleichmäßig ausgebreitet gedacht, beträgt sicher über 10 m. Ich würde als wahrscheinlichstes Mittel am ehesten 25 m anzunehmen geneigt sein. Hug schätzt auf 30 bis 40 m. Schon die bescheidene Schätzung ergäbe 250 bis 350 km³ Dilivialschutt über das Molasseland und den Jurarand ausgestreut. Fast verschwindend gering ist dagegen die diluviale Aufschüttung im Innern des Juragebirges. Was die Flüsse über unser Land hinausgetragen haben, ist wohl ebensoviel, wie was liegen geblieben ist. Der Rheintalgraben unterhalb Basel muß während seiner Senkung ungeheure Schuttmassen verschluckt haben, andere sind weiter hinaus verschwemmt worden. Sie haben Holland, das Rhonedelta, die Donauebenen erzeugt und die umgebenden Meere mit gelöstem Material für Absätze versehen. Einer diluvialen Aufschüttung des Molasselandes der Schweiz von durchschnittlich 25 bis 40 m würde ein diluvialer Abtrag des Alpenlandes von durchschnittlich 10 bis 16 m entsprechen. Rechnen

wir für das über die Schweizergrenzen abtransportierte Material noch ebensoviel und für zu ängstliche Schätzung nochmalsoviel hinzu, so betrüge der mittlere Alpenabtrag im Diluvium 30 m.

Abgesehen von den früher (S. 289) betrachteten Dislokationen des Deckenschotters sind Lagerungsstörungen innerhalb der diluvialen Aufschüttung nicht selten, aber stets ganz lokaler Natur. Wir notieren nur einige wenige Beispiele solcher Erscheinungen, die zeitweise sichtbar waren.

Im linken Steilbord der Thur ob Dättwil oberhalb Andelfingen stehen Bändertone mit geschrammten Geschieben und Grundmoränenstreifen der vorletzten Vergletscherung vollständig senkrecht. Darüber folgen diskordant flach etwas fluvioglaziale grobe Kiese, die nach oben in den großen inneren Kranz der Endmoränen der letzten Vergletscherung übergehen (J. Hug).

In einer kiesigen Moräne bei Bülach (Kiesgrube) sahen Hug und ich im Sommer 1913 eine kleine scharf begrenzte Grabenversenkung. Rollier hat 1901 in der Lehmgrube der Ziegelei Paradies bei Diesenhofen Verbiegungen der Bändertone beobachtet. Brockmann berichtet aus dem Bahneinschnitt Oberkirch bei Uznach von gestauchten und gefältelten Bänderton-Grundmoränen. In der Moräne Montbenon—Lausanne traf man sanderfüllte Verwerfungsspalten (Bull. Soc. Vaud. 5). R. Frei fand senkrechtgestellte geschichtete Schottermoräne in der Materialgrube Sarbach (Sihl—Lorze-Gebiet). In der Gegend von Wangen—Glattal sah er in einer Kiesgrube eine Art Schuppenstruktur mit Überschiebungen gegen N. Bei Oberwil, S Basel, fand Gutzwiller eine Verwerfung mit Schleppung im jüngeren Deckenschotter von ca. $1\,^1/_2$ m Sprunghöhe. In verschwemmter Moräne bei der Eierbrechtstraße und Kiesgrube bei Degenried in Zürich 7 beobachtete Brockmann faltig gestaute Sandschichten.

Aus Bern und seinen Umgebungen haben wir viele Nachrichten von gestörten Diluvialbildungen. In einer Kiesgrube S Bern zeigte sich eine prachtvolle scharf und eben begrenzte einige Meter breite und ca. 1 m tiefe Grabenversenkung — vielleicht nach der Auslaugung eines tieferen Quellaufes eingesunken? Hug berichtet (Mitt. d. Bern. naturf. Ges. 1899) von einer Überschiebung in einer Endmoräne. Ich selbst sah in einer Baugrube zwischen dem Bundespalast und der Kirchfeldbrücke in Bern im Mai 1912 scharf umgebogene Kies- und Sandschichten angeschlossen an einen Steilrand von molassesandreicher Moräne. Ferner bestehen eine ganze Anzahl sorgfältiger solcher Beobachtungen von Baltzer, vielfach mit Abbildungen belegt („Aaregletscher", „Beiträge" Lfg. 30). Es seien davon erwähnt: verstauchte Grundmoräne bei Gwattberg S Biglen—Höchstetten; Endmoräne Bern geschichtet und gestaucht am Inselspital; hinter der Stützmauer des Bahnhofes; im Fundamentaushub des Bundespalastes; Gümlingen gefaltete Bändertone in der Grundmoräne; zwischen Bern und Gümlingen Bruchüberschiebung in geschichteter Endmoräne des Aaregletschers in Richtung SE-NW mit ca. 10° S-E-Fall (vgl. auch Mitt. d. naturf. Ges. Bern 1899 mit Photogr.). N Lyß findet Arnold Heim eine N—S streichende Verwerfung im Diluvialschotter mit wenigstens 5 m Absenkung des W—Flügels.

Die meisten dieser Erscheinungen sind nur vorübergehend sichtbar gewesen, sie gingen durch Ausbeute, Verbauen oder Verschütten wieder verloren. Eine spätere Zeit wird wieder andere sehen. Die Erscheinung der lokalen Lagerungsstörungen im Diluvium ist nicht gerade selten, aber doch immerhin ungewöhnlich. Die Erklärung kann nicht schematisch für alle Fälle gegeben werden. Schürfung und Pressung durch den vorrückenden Gletscher wird am häufigsten die Ursache sein; allein es kommen weitere Möglichkeiten hinzu, wie z. B. einfache Schwereverrutschungen, Einsenkung nach Ausspühlung durch eine Quelle, Stauung an den Ufern durch starke Eisbildung eines Tümpels oder eines Sees, Stauung gefrorener Bodenschichten durch den Gletscher, durch Frost oder durch Rutschung, endlich auch junge Dislokation. Für die senkrecht gestellten Bändertone bei Andelfingen

kann man kaum eine andere Erklärung finden als durch den Gletscher bewirkte Verstellung im gefrorenen Zustande.

Diese Störungen in den Diluvialbildungen sind oft recht auffallend und erstaunlich, eine besondere Bedeutung aber für Bau und Gestaltung unseres Landes kommt ihnen nicht zu.

VIII. Organische Reste, Klima.

Wir kennen aus dem Schweizerlande bis heute organische Reste des Diluviums von etwa 130 verschiedenen Fundstellen. Manche derselben haben nur vereinzelte Reste, andere einen ungeheueren Reichtum geliefert. Wagenladungen voll Knochen haben das Keßlerloch bei Thäingen und das Schweizerbild bei Schaffhausen ausbeuten lassen. Nicht alle Zeitabschnitte des Diluviums haben uns bestimmbare Reste hinterlassen:

Der Deckenschotter hat sehr wenig Fossilien. Bei Basel hat er neun Mollusken geliefert (Gutzwiller). R. Frei hat Schalen in sandigen Einlagerungen des Deckenschotters am Siggenberg (Limmattal) gefunden.

Aus der ersten Interglazialzeit ist kein sicheres Fossil bekannt, ebensowenig aus der großen Interglazialzeit bis auf den dem Schluß derselben angehörenden Hochterrassenschotter. Aus H. von Liestal besitzt das Museum von Basel einen Mammutmolaren (Stehlin), im Dach einer Höhle im H. bei Koblenz steckt ein Mammutstoßzahn (Mühlberg). Der H. bei Rupperswil (Aargau) hat ein Rentiergeweih und derjenige von Entfelden (Aargau) Cervus elaphus, die Alluvions anciennes unterhalb Genf Elephas antiquus geliefert.

Fundstätten aus der letzten Interglazialzeit sind die Schieferkohlen und begleitenden Schichten, die Tuffe von Flurlingen, der Hauptlöß, die Höhle Wildkirchli und die grotte de Cotencher.

Weit häufiger und reicher sind die Fundstätten der letzten Eiszeit und der postglazialen Epoche des Diluviums. Es sind Moränen, Niederterrassenkiese und Sande besonders in den Teilfeldern der Rückzugszeiten, ferner Glaziallehme und damit verbundene Torfe, jüngere Lösse und die meisten Höhlen.

Im allgemeinen ist zu beachten, daß aus Flora und Fauna einer diluvialen Fundstelle wohl nicht näher auf den dazumaligen Gletscherstand geschlossen werden darf. Vielmehr muß aus der geologischen Lagerung die genauere Altersstellung des Fundes innerhalb des Diluvium bestimmt werden. Eine ganze Anzahl von Pflanzen und Tieren gehen durch das ganze Diluvium hindurch. Waren die Gletscherstände mehr durch Winternässe als durch Sommerkälte bedingt, so konnte am Rande des Gletschers „Dryasflora“ dicht neben „gemäßigtem Wald“ gestanden haben. Nur wenn mehr die Kälte die Hauptursache des Gletscherstandes gewesen sein sollte, würden die Florentypen und damit auch die Tiergruppen räumlich und zeitlich weiter auseinanderweichen. Im Diluvium finden wir im ganzen jenen klimatischen Kosmopolitismus der Pflanzen und Tiere, d. h. jene Mischung von Geschöpfen jetzt oft weit auseinander getrennter Gebiete, der bezeichnend ist für nasses Klima mit geringen Temperaturschwankungen.

1. Die Wirbeltiere.

Die bisherigen genaueren Untersuchungen und Bestimmungen diluvialer Wirbeltierreste aus der Schweiz sind hauptsächlich durch L. Rütimeyer und Th. Studer ausgeführt worden. Manche andere (Nehring, Stehlin, Hescheler usw.) haben Ergänzungen beigefügt.

Unsere Kenntnis der organischen Welt des Diluvium in der Schweiz bezieht sich also fast nur auf dessen jüngeres Viertel. In demselben zeigen sich aber noch deutliche Wechsel nach der Zeit und nach der Fazies. Die interglaziale Diluvialfauna vor der letzten Vergletscherung, wie wir sie überall in Mitteleuropa und bei uns in den Schieferkohlen antreffen, enthält als Charakterformen:

Höhlenbär: Ursus spelaeus,
Elephant: Elephas antiquus,
Nashorn: Rhinoceros Merkii.

Allen den unvergleichlich zahlreicheren Funden aus der letzten Eiszeit und der Postglazialzeit fehlen ausnahmslos die drei erstgenannten Säugetiere, dagegen treten hier nun neben anderen auf:

Rentier: Rangifer tarandus, massenhaft,
Mammut: Elephas primigenius, reichlich,
Wollhaar-Rhinozeros: Rhinoceros tichorrhinus, nicht selten.

Aber diese Tundratiere waren, wenn auch viel spärlicher, schon früher vor und während der größten Vergletscherung im Lande. Wir finden sie schon im H. und im Hauptlöß. Die Verschiedenheit von Hauptlöß und Schieferkohlen ist vielleicht mehr fazieller als zeitlicher Art. Die Schieferkohlentiere sind die Waldbewohner, die Lößtiere die Tundrageschöpfe.

Die Leitfossilien des ältesten Diluviums und des Pliocän mit Elephas meridionalis, Machairodus latidens sind in der Schweiz noch nicht gefunden worden.

Neben diesen mit Zeit und Fazies wechselnden Bewohnern unseres Landes treffen wir auf eine große Anzahl, die durch einen längeren Zeitabschnitt des Diluviums gelebt haben und zum Teil noch heute nicht fehlen. So der Edelhirsch (Cervus elaphus), der Urstier (Bos primigenius), das Wildpferd (Equus caballus), das Murmeltier (Arctomys marmotta).

Im allgemeinen kann man sagen, daß Formen eines feuchten gemäßigten ozeanischen Klimas in der letzten Interglazialzeit verbreitet waren, die echt nordisch-alpinen Gestalten dagegen erst während der letzten Vergletscherung allgemein im Tieflande bei uns eingewandert sind.

Aus der letzten Interglazialzeit sind die Individuen und Artenzahlen sehr bescheiden. Die Schieferkohlen von Wetzikon, Dürnten, Mörschwil und Uznach haben nur geliefert: Elephas antiquus, Rhinoc. Merkii, Cervus alces, Cervus elaphus, Bos primigenius, Ursus spelaeus; der Kalktuff von Flurlingen, Rhinoceros Merkii.

Nur wenig reichhaltiger sind einige Lößfunde, bei denen freilich manchmal die Altersbestimmung unsicher ist. Mammut soll im Hauptlöß zweifellos vorhanden sein,

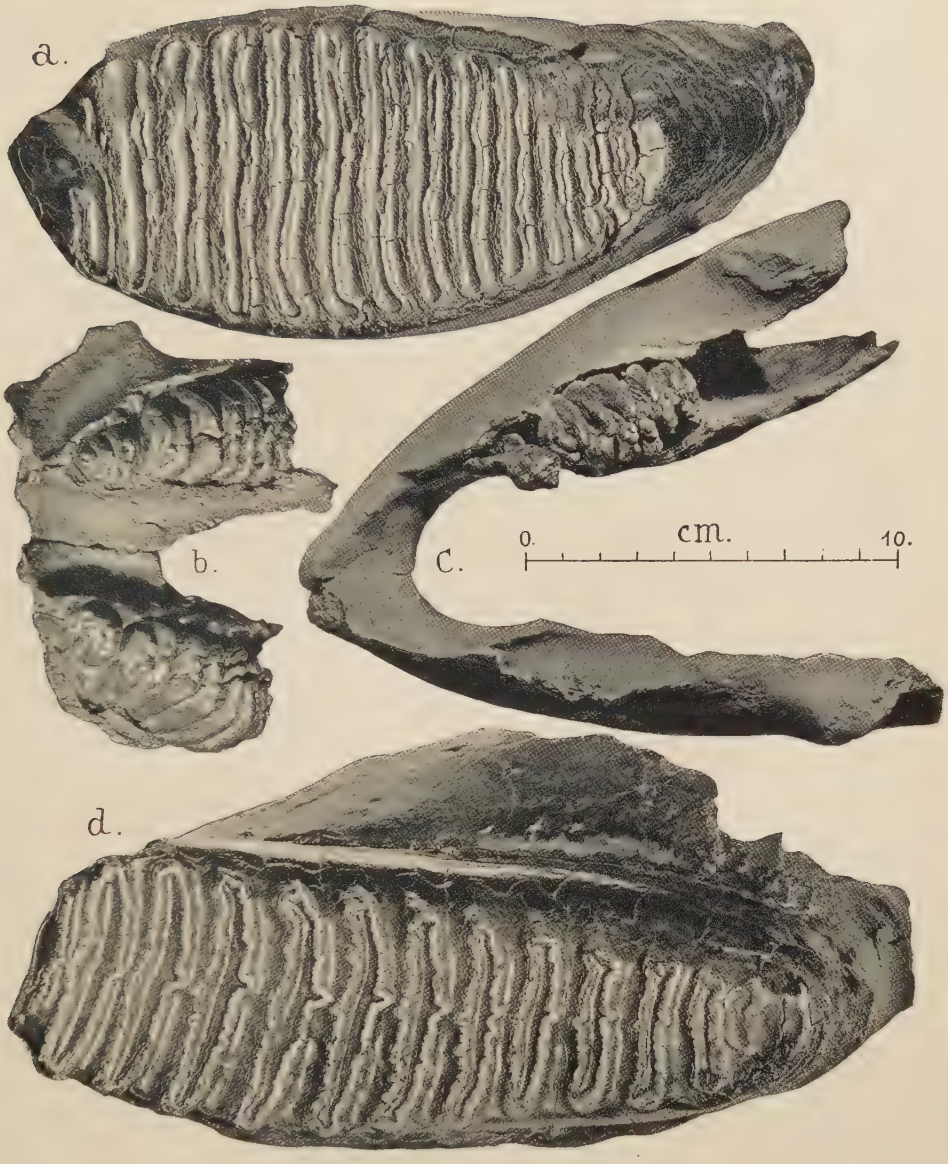


Fig. 53.

Die diluvialen Elephanten der Schweiz, Stücke aus zool. Museum Zürich.

a. Elephas primigenius, Mammut, Kaufläche des linken oberen Backenzahnes, Fund von Luttingen bei Laufenburg in jungglazialem Torf.

b. Oberkiefer,

c. Unterkiefer mit Zähnen von einem Mammut-Embryo, Fund aus postglazialem Torf über Niederterrassenschotter des vorangegangenen Gletschermaximum. Niederweningen (Kt. Zürich).

d. Elephas antiquus, Kaufläche des linken unteren Backenzahnes, Fund aus den interglazialen Schieferkohlen von Dürnten (Kt. Zürich).

auch Rentier. Das war das erste, nachher wieder unterbrochene, Auftreten der nordischen Tundratiere.

Weit reicher sind die Fundstellen der letzten Eiszeit und der postglazialen Epoche. Hier treten die wirklich alpinarktischen Wirbeltiere, die früher nur mehr vereinzelt sich zeigten, als die vorherrschenden Leitformen auf. Es sind die folgenden:

1. Ausgestorbene, aber durch Wollpelz und Nahrungsreste (gefrorene Exemplare in Sibirien) als nordischem Verbreitungsgebiete zugehörig erwiesen:

Elephas primigenius, Mammut (wollhaarig), Rhinoceros tichorrhinus, wollhaariges Nashorn.

2. Nach dem Norden zurückgezogene:

Ovibos moschatus, Moschusochse; Rangifer tarandus, Rentier; Gulo luscus, Fiellfraß; Leucocyon lagopus, Eisfuchs; Dicrostomyx torquatus, Halsbandlemming und einige andere.

3. Nach den Alpen und dem Norden zurückgedrängt:

Lepus variabilis, Schneehase; Tetrao lagopus, Schneehuhn (insofern hier nicht eine Verwechslung mit dem Moorhuhn in Frage kommt).

4. Nach den Alpen zurückgegangen:

Arctomys marmotta, Murmeltier; Capra ibex, Steinbock; Rupicapra tragus, Gemse; Microtus nivalis, Schneemaus.

Tiere wie Murmeltier und Rentier, die jetzt weit auseinander leben, waren in unserem Lande beisammen. Und zu der Mischung alpiner mit arktischen Tieren traten noch, an den gleichen Fundstellen erhalten, viele gemäßigte und einige fast südliche Gestalten (Höhlenlöwe, Hyäne) hinzu.

Die Mammutfunde sind über das ganze schweizerische Mittelland bis in den Ausgang der Alpentäler und in die Juratäler zerstreut, so daß man sagen kann, das Tier war überall vorhanden. Seine Reste, in Sammlungen der Schweiz deponiert und in der Literatur registriert, beziehen sich zurzeit auf über hundert verschiedene Fundstellen. Manche derselben sind zeitlich nicht genau bestimmbar, einige wenige sind älter als letzte Eiszeit (Löß bei Basel und H.). Die überwältigende Mehrheit ist jünger als das Maximum der letzten Vereisung. Als höchstgelegener unter den bisherigen Funden ist ein gewaltiger Stoßzahn vom Ramisberg bei Summiswald im Emmental aus 680 m Meereshöhe zu nennen. In die Alpen hinein scheint das Mammut nicht gegangen zu sein. Ein sehr schön erhaltener Mammutschädel lag bei Olten—Hard in einer lößartig gefüllten Tasche des Sequan. Einzelne der Fundstellen lieferten Reste mehrerer, sogar zahlreicher Individuen. Der bedeutendste Fund stammt 1890 aus postglazialem Torf von Niederweningen, 460 m, nördlich der Lägern auf der Niederterrasse und außerhalb der Moränen der letzten Vergletscherung gelegen. Jedenfalls sind diese Tiere jünger als das Maximum der letzten Vergletscherung. Unter den Resten von wohl zehn Elephanten fand sich ein etwa zur Hälfte erhaltenes Skelett eines Mammutembryo (Lang, Neujahrsblatt der naturf. Ges. Zürich 1892, und unsere Abbildung Fig. 53).

Die Rentierfundorte sind weniger zahlreich, aber gewöhnlich liegen mehr Individuen beisammen. Die Höhle Keßlerloch bei Thäingen, wohin Menschen diese Nährtiere zusammengeschleppt hatten, enthält über 100 Rentierindividuen auf ein Mammut.

Von Arctomys marmotta, dem Murmeltier, werden aus dem schweizerischen Diluvium, besonders aus den Moränen der letzten Vergletscherung, bis jetzt 22 Funde beschrieben. Bei Wichtrach, Münchenbuchsee, Stettlen wurden die echten Flucht-

röhren und die Wohnhöhlen der Tiere in den Moränen aufgedeckt und darin ganze Murmeltierfamilien gefunden. Die Tiere waren auffallend stark, größer als die jetzigen (Th. Studer). Offenbar haben sie die Moränen der Gletscherränder bewohnt.

Das wollhaarige Rhinozeros ist weit spärlicher. Wir kennen es bisher von etwa 12 Fundstellen zerstreut durch das Mittelland. Der Raum fehlt, alle Fundstellen zu registrieren.

Keßlerloch und Schweizersbild.

Literatur:

Nüesch, Das Schweizersbild, Denkschriften d. schweiz. naturf. Ges. Bd. 35. Derselbe, Das Keßlerloch, Denkschriften Bd. 39 1904 mit Beiträgen von Th. Studer.
J. Heierli, Das Keßlerloch bei Thäingen, Denkschriften Bd. 43 1907.

Unter den jüngeren Fundstellen sind die Höhlen von Keßlerloch bei Thäingen und Schweizersbild bei Schaffhausen am reichsten und zugleich am besten ausgebeutet. Sie geben uns das vollständigste Inventar der Tierwelt, die in den Randregionen der Gletscher lebte und mit dem Gletscherrückzuge taleinwärts sich verbreitete. Alle anderen Funde sind mehr nur zufällig erhaltene Bruchstücke dieser Fauna. Aus dem Keßlerloch und aus Schweizersbild sind zusammen 55 Säugetierarten bestimmt worden. Wir geben das Register derselben und heben darin durch die Schrift die Charaktertiere und die häufigsten heraus.

Homo (primigenius?)
Felis leo (spelaea), Löwe
Felis catus, Wildkatze
Felis Manul, Manulkatze
Lynchus lynx, Luchs
Canis lupus, Wolf
Leucocyon lagopus, Eisfuchs
Vulpes alopex, Fuchs
Vulpes fulva, amerikan. Rotfuchs
Gulo luscus, Fiellfraß
Mustela martes, Marder
Lutra vulgaris, Fischotter
Foetorius erminea, großes Wiesel
Foetorius vulgaris, kleines Wiesel
Ursus arctos, brauner Bär
Meles taxus, Dachs
Elephas primigenius, Mammut
Rhinoceros tichorrhinus, wollhaariges R.
Equus caballus, Wildpferd
Equus hemionus, Wildesel
Sus scrofa, Wildschwein
Cervus elaphus, Edelhirsch
Cervus maral
Capreolus caprea, Reh
Rangifer tarandus, Rentier
Capra ibex, Steinbock
Rupicapra tragus, Gemse
Saiga saiga (wahrscheinlich)
Ovibos moschatus, Moschusochse
Bison priscus, Wiesent
Bos primigenius, Urochse
Sciurus vulgaris, Eichhorn
Lepus variabilis, Alpenhase
Lepus europaeus, Feldhase
Arctomys marmotta, Murmeltier
Lagomys pusillus, Zwergpfeilhase
Dicrostomyx torquatus, Halsbandlemming
Spermophilus guttatus, Perlziesel
Spermophilus rufescens, rotes Ziesel
Cricetus vulgaris, Hamster
Cricetus phaeus, Steppenhamster
Castor fiber, Biber
Myoxus glis, Siebenschläfer
Crocidura aranea, Spitzmaus
Talpa europaea, Maulwurf
Sorex vulgaris, Maus
Sorex pygmaeus, Zwergmaus
Mus agrarius, Feldmaus
Microtus terrestris, Schermaus
Microtus nivalis, Schneemaus
Microtus gregalis (Arvicola), sibirische Zwiebelmaus
Microtus arvalis
Microtus oeconomus
Microtus grestris
Evotomys glareolus

Nichtsäugetiere:

Cygnus musicus, Singschwan
Lagopus alpinus (= Lagopus mutus), Alpenschneehuhn
Lagopus albus (= Lagopus lagopus), Moorschneehuhn (heute subarktisch, nicht alpin).

Unter der überhängenden Felswand am Schweizersbild folgt auf der Moräne eine sandige Schicht mit vielen Knochen von Nagetieren. Diese Geschöpfe sind wie das Rentier und der Moschusochse die Vertreter der arktischen Tundra. In der darüber folgenden gelben Kulturschicht sind „Steppentiere" trocken waldlosen Gebietes stark vertreten. Man darf dabei nicht an heiße Wüste denken, vielmehr können alle diese Tiere in kühlem Klima leben, wenn sie nur ihre baumfreien Kies- und Sandböden vorfinden, und solche haben ihnen die verlassenen Moränen und die fluvioglazialen Flächen reichlich geboten. Die Tundra- und Steppentiere herrschen stark über die Waldtiere vor. Die letzteren (Bär, Edelhirsch, Wildschwein, Eichhorn) beweisen aber, daß nahe nebeneinander gleichzeitig tundraartige Steppe und Wald vorhanden waren. Im Vorherrschen ist nach dem Maximum der letzten Vergletscherung die Reihenfolge deutlich: arkische Tundra, subarktische Steppe, gemäßigter Wald. Nehring hat mit aller Bestimmtheit aus den Tierresten von Schweizersbild auf eine relativ warme trockene Steppenepoche geschlossen. O. Stoll (Festschrift geogr. ethnogr. ges. Zürich 1901) findet, daß ohne eine relativ xerotherme Epoche am Schlusse der Eiszeitan die Einwanderungen solcher xerothermen Tiergesellschaften, wie sie bei Morges, im Wallis usw. vorkommen, undenkbar sei. Die Pflanzengeographen fanden entsprechende xerotherme Pflanzenkolonien. Erst nachher kam der Wald. In den Glaziallehmen von Schwerzenbach hat Neuweiler dagegen den allmäligen Übergang der Dryasflora in die Waldflora ohne Reste trockener Zwischenzeit verfolgt.

In der Höhle Keßlerloch wie in Schweizersbild fanden sich von den aufgezählten in allen Schichten nach Individuenzahl vier Tierarten weit vorherrschend. Sie sind hierher vom Menschen zusammengetragen worden; dies sind: Schneehase, im ganzen über 1000 Individuen, Rentier über 500, Wildpferd über 50, Schneehuhn über 170.

2. Die Wirbellosen.

Etwa ein Dutzend schweizerische diluviale Fundstellen lieferten wirbellose Tiere, besonders Schnecken und Muscheln. Am reichsten war die vielbesprochene Lehmablagerung innerhalb des Ni. bei St. Jakob an der Birs bei Basel (Gutzwiller), aus der 56 Molluskenarten bestimmt worden sind. Sodann haben die Löße bei Basel und Aarau und die Ni. bei Basel, die alte Uferterrasse bei Morges und Nyon usw. solche in ziemlicher Anzahl geboten. Andere Fundorte wiesen nur spärliches Inventar auf. Im ganzen sind aus dem schweizerischen Diluvium ca. 90 Arten von Land- und Süßwassermollusken bestimmt worden. Es sind die gleichen Arten, die auch anderwärts im Diluvium verbreitet sind. Leitformen für die verschiedenen Zeitabschnitte des Diluviums können nicht angegeben werden. Klimatisch sagt uns die Molluskenfauna, daß die Temperatur ähnlich und die Luft nicht trockener gewesen sein kann, als heute. Formen, die jetzt noch in den gleichen Gebieten leben, finden sich mit Gebirgsformen zusammen, während Schnecken der trockenen Steppen fehlen.

O. Heer hat mit der ihm eigenen Sorgfalt die Insektenreste des Diluviums untersucht. Die dunkelblauen metallischglänzenden Flügeldecken von Rohrkäfern

(Donacia discolor Hoppe und Donacia sericea L.) sind oft zu Hunderten den interglazialen Schieferkohlen eingestreut. Beide Arten leben heute wieder in den Sümpfen der gleichen Gegenden. Ebenfalls in den interglazialen Schieferkohlen fand Heer die erloschene Art eines Rüsselkäfers, Hylobius rugosus, dann einen schwarzen Laufkäfer einer noch lebenden Art, Pterostichus nigrita F., und zwei Arten von Laufkäfern, Carabites diluvianus Hr. und C. cordicollis Hr., von denen die erstere wahrscheinlich ausgestorben, die letztere in den Alpen noch lebend gefunden worden ist.

In den oben schon genannten Letten von St. Jakob fand Heer Gyrinus marinus Gyll., Hydrophilus caraboides L., Pterostichus vernalis Pz., einen Elater und Donacia discolor, alles Formen, die auch jetzt noch den gleichen Gegenden angehören.

Die Insektenfunde sind viel spärlicher als die Mollusken, und irgendwelche Aufklärung über zeitliche und klimatische Verhältnisse kann bisher nicht daraus gezogen werden.

3. Die Pflanzen.

Literatur:

C. Schröter in „Die Torfmoore der Schweiz". „Beiträge" geot. Serie III. 1904.

Wenn wir uns zu den Pflanzenresten des Diluviums wenden, so haben wir uns in erster Linie der grundlegenden Untersuchungen von Oswald Heer zu erinnern. An dieselben schließen sich schon im Jahre 1872 die Entdeckungen von Nathorst bei Schwerzenbach und Bonstetten an. Weitere Beobachtungen stammen von C. Schröter, Früh, Neuweiler und Brockmann-Jerosch.

Heer hat durch die Untersuchung der Schieferkohlen zuerst die zeitlich und pflanzengeographisch ungeheuere Kluft dargetan, welche diese Gebilde von den Molassekohlen trennen, und er hat ihren direkten Anschluß an unsere heutige Flora erwiesen. Fichte, Föhre, Lärche, Eibe, Birke, Eiche, Bergahorn, Haselnuß, Fieberklee, Seebinse, Himbeere, Wasserpfeffer, Wassernuß (Trapa natans), Preiselbeere, Moose sind die Pflanzen, aus denen die Schieferkohlen aufgebaut sind — alles die gleichen, die heute wieder hier leben.

Nur eine Art ist hier fremd: eine Seerose, Brasenia purpurea. Sie lebt heute in gleicher Breite in Nordamerika, ist für Europa ein Tertiär-Relikt. In diesen gleichen Schieferkohlen liegen aber auch Elephas antiquus, Rhinoceros Merkii, Ursuss pelaeus.

Die Tiere sind also verschiedener von den jetzigen als die Pflanzen. Es ließ sich erwarten und es hat sich bestätigt, daß die Pflanzen zur Bestimmung verschiedener Zeitabschnitte innerhalb des Diluviums noch weniger tauglich sind, als die Tiere. Zahlreiche Einzelfunde von Baumstämmen im Diluvium weisen uns die gleichen Bäume auf, die wir eben aus den Schieferkohlen aufgezählt haben.

Durch die Rikenbahn wurde in Güntenstall bei Kaltbrunn (E von Uznach) in einem Einschnitt ein tonschlammiges Delta zwischen Grundmoränen entblößt, das in einem 80 m über den Talboden (bis 490 m Höhe) durch den Gletscher gestauten See sich gebildet haben muß. Die in das Delta eingeschwemmten organischen Reste müssen also im Sammelgebiete des Deltabaches gelebt haben während der Anwesenheit des Gletschers im Haupttale. Die Zeit mag „Bühlstadium" sein, wobei das Linth-Gletscherende bei Rapperswil—Hurden lag. Brockmann-Jerosch (Jahrb. naturf. Ges. St. Gallen 1910) fand in dem Deltaschlamm viele Moose, Eibe, Tanne,

Fichte, Föhre, Schwarzpappel, Weißpappel, Haselnuß, Eiche, Stechpalme, Bergahorn, Acer platanoides, Linden (Tilia cordata und T. platyphyllos), Epheu, Esche, Fraßspuren von Eichhorn und Geweih von Edelhirsch.

Die oben durch den Sperrdruck hervorgehobenen Arten kommen auch in den Schieferkohlen vor. Hier wie dort fehlt die Buche. Im ganzen ist es die gleiche Waldflora eines niederschlagsreichen ozeanisch gemäßigten Klimas wie in den Schieferkohlen.

Aber die Schieferkohlen stammen aus der letzten Interglazialzeit, das Delta von Güntenstall—Kaltbrunn eher aus einem Schlußstadium der letzten Vergletscherung. Wenn dem so ist, so beweisen die Funde von Kaltbrunn—Güntenstall zunächst, daß die Waldflora dem sich zurückziehenden Gletscher rasch nachgefolgt ist und sich über den von ihm zurückgelassenen Boden verbreitet hat; zweitens, daß unsere Waldflora der Interglazialzeit durch die letzte Vergletscherung nicht vernichtet, sondern nur eingeschränkt worden war, und endlich, daß es weit mehr die Masse der Schneeniederschläge als Kälte gewesen sein kann, die das Vorrücken der Gletscher bedingt hatte. Daß Wald nahe an den Diluvialgletschern stand, ist übrigens auch durch die gelegentlichen Funde von Baumstammstücken mitten in mächtiger Grundmoräne, am häufigsten in den Randregionen der Gletscherströme (Seitenmoränen), z. B. Fundamentgrube „Ländli" Oberaegeri, Kanton Zug, ersichtlich.

Aber wir kennen schon länger noch andere Glieder der diluvialen Pflanzenwelt der Schweiz:

Nathorst fand nach Hinweis durch Heer 1872 im Krutzelried bei Schwerzenbach am Greifensee hinter den Endmoränen des inneren Kranzes nahe beim Gehöfte Gfenn bei 450 m zwischen dem Torf und den Moränen einen feingeschichteten sandigen Lehm mit der nordischen sogen. Dryasflora. Dann entdeckte er gleiche diluviale Pflanzentone noch an einigen anderen Stellen. C. Schröter, Mühlberg, Früh, Neuweiler vermehrten die Funde. Wir kennen sie jetzt von Schwerzenbach, Hedingen, Bonstetten, Schönenberg, alle im Kanton Zürich, und von Niederwil bei Frauenfeld, Mellingen im Aargau und Wauwyl im Kanton Luzern. Überall sind es aus den Würmmoränen ausgeschwemmte, zwischen oder an die Moränen sich anlagernde Tone, in welchen die kleinen Pflanzenreste eingebettet sind. Sie gehören der letzten Vergletscherung und der Zeit des letzten Rückzuges an und zeigen uns die Pflanzenwelt dicht am Eisrande. Diese „Dryasflora" ist auch in Norddeutschland, Großbritannien, Dänemark, Schweden, Norwegen, Rußland, an zusammen bis jetzt 98 Lokalitäten gefunden worden, die alle innerhalb der diluvialen Gletscherausbreitung liegen (Karte von Nathorst).

Die Blättchen sind oft leicht zu sehen. Am besten aber gestaltet sich die Ausbeute, wenn man den Ton in Wasser zerfallen läßt und dann sorgfältig schlemmt und siebt. Besonders kann man auf diese Weise viele bestimmbare Samen gewinnen.

Die schweizerischen Glaziallehme haben folgende Pflanzen feststellen lassen:

Moose:

Bryum binum	Hypnum insubricum
Pseudoleskea atrovirens	Hypnum Lindbergi
Hypnum falcatum	Hypnum trifarium

Phanerogamen:

Potamogeton filiformis	Salix hastata
Potamogeton natans	Betula nana (Zwergbirke)
Phragmites communis (Schilf)	Polygonum viviparum
Salix (Weide) myrtilloides	Dryas octopetala
Salix reticulata	Myriophyllum sp.
Salix polaris (i. d. Schweiz nur fossil)	Loiseleuria (Azalea) procumbens
Salix retusa	Arctostaphylos uva ursi
Salix herbacea	Saxifraga oppositifolia

(letztere ist in der Schweiz bisher nicht gefunden).

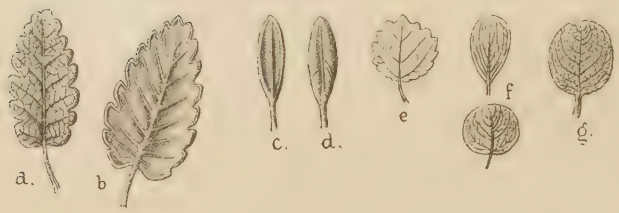


Fig. 54.
Typische Pflanzenreste aus Glazialtonen (Dyrastone), natürliche Größe.

a Dryas octopetala L., Oberseite des Blättchens, jetzt subarktisch, arktisch, subalpin und alpin.
b Ebenso Unterseite.
c Loiseleuria (Azalea) procumbens L., Unterseite des Blättchens, jetzt arktisch und alpin.
d Ebenso Oberseite.
e Betula nana L., Zwergbirke, jetzt subarktisch und Hochmoore der Schweiz.
f Salix polaris Wahlbg., jetzt nur arktisch.
g Salix herbacea, Kraut-Zwergweide, jetzt arktisch und alpin.

Die eine Komponente dieser Pflanzengruppe besteht aus Arten, die jetzt alpin und subalpin, arktisch und subarktisch leben. Viele steigen bis in die Waldregion herab. Die andere Komponente, die sogen. „Beiflora", besteht aus Wasserpflanzen eines dem heutigen ähnlichen Klimas; es sind Pflanzen, die heute nie über die Baumgrenze hinausgehen. Die Dryasflora ist an sich baumlos, sie ist in einem gewissen Sinne arktisch-alpin, allein sie beweist nicht ein sehr kaltes Klima.

Die Florengemeinschaft der Alpen mit der Arktis ist gerade so wie die Florengemeinschaft getrennter Gebirge innerhalb der Tropen eine noch unerklärte Tatsache. Eine allgemeine Verbreitung alpin-arktischer Pflanzen durch das ganze Tiefland während der Eiszeit, wie wir sie früher vermutet haben, läßt sich nicht lückenlos erweisen. Die Ursache dieser Florengleichheit beruht vielleicht z. T. auf einem viel höheren Alter der Floren, z. T. doch auf sprungweiser passiver Verbreitung.

Bisher hat sich die Dryasflora nur in der Nähe der Eisränder und an den Gletscherbächen nachweisen lassen. Der gemäßigte Wald soll gleich zeitig an den Talgehängen außerhalb der Vereisung bestanden und die norddeutsche „Dryasflora" von der schweizerischen getrennt haben. Das ist die Auffassung, zu welcher Brockmann-Jerosch gelangt ist. Nathorst, Penck und Carl Weber treten derselben entgegen und betonen die Baumlosigkei der Dryasflora zusammenhängend von den Alpen bis in das Polargebiet. (Vergl. auch Marie Jerosch, Geschichte und Herkunft der schw. Alpenflora 1903.)

Von den fossilen Pflanzen kommen wir unwillkürlich zu den lebenden Floren- und Faunen-„Relikten" der Eiszeit, zu der Tatsache der jetzt zerrissenen Verbreitungsgebiete. Bis vor kurzer Zeit schien die von Heer zuerst begründete Auffassung

fast selbstverständlich zu sein: wie es erratische Blöcke gibt, so gibt es auch erratische Pflanzen und erratische Tiere im Schweizerlande. Pflanzen und Tiere der hohen Alpen kommen vereinzelt oder meistens in Kolonien noch lebend im Molasselande, in feuchten Mooren, hinter Moränen, auf erratischen Blöcken oder auf freien Berghöhen vor, 1000 und mehr Meter tiefer, als ihr normaler alpiner Standort liegt. Der Zusammenhang zwischen Blocktransport und Pflanzentransport ist oft ein anscheinend direkter und erinnert an die Alpenpflanzen, die man auf den vom Eis getragenen Moränen jetziger Gletscher findet.

So grünt das kalkfliehende alpin-nordische Farnkraut Asplenium septentrionale Hoffm. auf dem Pflugstein (Erlenbach im Zürichseetal) und mehreren anderen erratischen Blöcken oberhalb Meilen, fehlt aber auf dem umgebenden anderen Boden. Wir treffen den gleichen Farn auf Granitblöcken bei Künten (Aargau), auf erratischen Blöcken von Obwalden, bei Meiringen usw. Viola biflora wächst auf einem erratischen Nagelfluhblock bei Jonen (Aargau). Die Flechten und Moose auf Fündlingen des Molasselandes dagegen sind nicht alpine Relikte (J. Ammann). Die Alpenrose blüht bei Schneisingen (Kt. Aargau), zwischen Buhwil und Neukirch und bei Bischofszell im Thurgau, Berneck im Rheintal und noch vor wenigen Jahrzehnten bei Langnau und an mehreren anderen Stellen im Jura. Auf dem Jurakalk sollte man die Alpenrose des Kalkgebirges, die behaartblättrige (Rhododendron hirsutum) erwarten, allein gerade dort finden wir die rostblättrige (Rh. ferrugineum). Diese letztere eben ist die Art aus der Heimat der erratischen Blöcke, mit denen zusammen auch sie erratisch geworden ist. Am Tösstock und am Napf finden sich Kolonien alpiner Blütenpflanzen, die aus vielen verschiedenen Arten bestehen. Am Tösstock blüht Primula auricula, Soldanella alpina und das Alpenvergißmeinnicht. Im Kanton Zürich zählte schon Heer 40 alpine Arten. Auf dem Albis und Uetliberg bei Zürich war Linaria alpina, Saxifraga aizoides zu treffen, und noch jetzt findet man dort Pinguicula alpina, Nardus stricta und andere mehr. Auf der Lägern blühen Saxifraga aizoon, Draba aizoides usw. Der Hohe Rhonen, der Irchel, sind Inseln für alpine Pflanzen. Im Kanton Aargau zählt Mühlberg 58 alpine Kolonisten, im Thurgau Naegeli deren 40, und zwar häufiger auf Obermoräne als auf Grundmoräne. Fischer-Siegwart sammelte auf und zwischen den Erratika bei Zofingen als erratische Pflanzen: Alnus viridis und Blechnum boreale. Saxifraga oppositifolia lebt auf den Kiesufern des Bodensees in einer besonderen Varietät.

Heer nahm an, daß diese Arten bei den jetzigen Verhältnissen nicht mehr durch das zwischen ihnen und den Alpen liegende Land wandern könnten; die meisten haben keine beflügelten Samen. Ihre Verbreitung muß eben früher eine weitere zusammenhängende gewesen sein. Sie kamen mit den Gletschern aus den Alpen, und sie zogen sich unter Zurücklassen dieser stets mehr zusammenschwindenden Relikte wieder mit den Gletschern in die Alpen zurück. Und wie den Pflanzen, so erging es den Tieren. Daß wir kein Mammut und kein Rentier mehr im Tösstock oder auf dem Uetliberg erwarten können, ist selbstverständlich, wohl aber gibt es im Tösstock Gemsen und — wissenschaftlich bedeutungsvoller: zusammen mit den erratischen Blöcken aus Graubünden auch alpine Insekten, die sonst nur noch in Graubünden und Uri vorkommen und dem Norden fehlen: Nebria Gyllenhalii, ferner alpine Chrysomelen. Zürichberg, Uetliberg, Randen, Lägern besitzen in ihrer Käferfauna noch Reminiszenzen aus der Eiszeit (Heer) und aus dem Plankton und der Grundfauna der Seen des Molasselandes, aus Quellen und Höhlen macht Zschokke manche glaziale Tier-Relikte geltend.

Diese an sich so schönen und einleuchtenden Zusammenhänge sind nun aber durch die Untersuchungen der Pflanzengeographen in neuester Zeit wieder in Frage gezogen worden. Jene erratischen Farne treten oft plötzlich an einer

vor wenigen Jahren erbauten Mauer auf, auch unbeflügelte größere Samen können vom Sturm auf 50 und 100 km vertragen werden. Die spontane Verbreitung ist viel mächtiger, als man gedacht hatte. Gewiß hat die Eiszeit Relikte gelassen, es ist nicht anders denkbar. Aber wer kann sagen, welches Vorkommnis Glazialrelikt, welches späterer spontaner Ausbreitung zu verdanken ist? Auch hier führen verschiedene Wege die Natur zu ähnlichem Resultate. Ist diese Skepsis durchschlagend richtig, oder hatten nicht doch Heer und Nathorst im großen und ganzen recht? Ich möchte nicht entscheiden. Jedenfalls hatte die Eiszeiten andere Wanderungsmöglichkeiten geschaffen, als sie heute bestehen.

Sei dem, wie ihm wolle. Die zeitweise Ausbreitung alpiner und arktischer Tiere und Pflanzen durch das Schweizerland, wie sie durch die diluvialen Fossilfunde erwiesen ist, zeigt uns, daß die zunächst nur aus den Erscheinungen der unorganischen Natur erkannten Eiszeiten auch in der organischen Natur ihre Spuren hinterlassen haben, und daß die Eiszeiten von glazialem Klima mit glazialen Pflanzen und Tieren zusammengehen. Daß das glaziale Klima mehr in mächtigen Schneefällen des Winters und kühlen Sommern als in sehr tiefer Temperatur zu suchen ist, kann heute als festgestellt betrachtet werden. Die mittlere Jahrestemperatur während der Eiszeiten dürfen wir uns nur etwa 3—5° niedriger als die jetzige denken.

4. Der Diluvialmensch in der Schweiz.

Literatur:

J. Heierli, Urgeschichte der Schweiz.

Fischer-Siegwart hat in der Niederterrasse von Zofingen einen menschlichen Oberarm gefunden; ein Scheitelbein und Diaphysen der Oberschenkelknochen lagen im Löß bei Wylen nördlich des Rheines. Bis heute ist aber in der Schweiz noch nie ein Schädel von Homo primigenius gefunden und erkannt worden. Aber an Artefakten, die den Menschen kennzeichnen, fehlt es nicht. Die diluvialen Fundstellen dafür sind die Höhlen.

a) Die interglazialen Höhlenfunde mit Menschenspuren.

Literatur:

Emil Bächler, Die Höhle Wildkirchli, Verhandl. der Schweiz. naturf. Ges. St. Gallen 1906.

1. Höhle Wildkirchli (Säntisgebirge) 1477 bis 1500 m hoch, wunderbar gelegen in der halben Höhe einer ca. 135 m hohen senkrechten bis überhängenden Schrattenkalkwand, durchgehend durch eine Bergecke. Schon lange kannte man Höhlenbärenzähne aus der Wildkirchlihöhle. In den Jahren 1904 bis 1913 hat der Museumskonservator von St. Gallen, E. Bächler, in mustergültiger Weise eine systematische Ausgrabung durchgeführt.

Fig. 55.
Steinwerkzeuge aus der Wildkirchli-Höhle, ca. $^1/_2$ natürl. Größe.

Der Grund der Höhle besteht mehrere Meter tief aus toniger Erde, Auslaugungsrückstand der Kreidekalksteine, mit ausgelaugten Bruchstücken dieser Gesteine durchsetzt. Alles bildet nur eine ungeschichtete Masse. Darin fanden sich in der vorderen Höhle unregelmäßig eingestreut zahlreiche vielfach zerschlagene Knochen von gegen 1000 Individuen Ursus spelaeus, und ca. 400 Stück Steinwerkzeuge vom Typus des Mousterien. Nach Art der Eolithen sind beliebig geformte Bruchstücke benützt, sie sind dann aber nach Mousterien-Art „einseitig retouchiert". Viele Hohlschaber befinden sich unter diesen Formen. Die Gesteinsarten der Werkzeuge sind vorherrschend Quarzite aus der Nagelfluh und aus Flysch, wie sie etwa 400 m tiefer unten geholt werden mußten. In der dunklen hinteren Höhle fehlten die Artefakten, dagegen fanden sich dort in großer Zahl gut erhaltene ganze Schädel des Höhlenbären, aber nirgends Menschenknochen. Neben dem massenhaften Bären finden sich bloß vereinzelt: Löwe Felis leo spelaea, Felis pardus, Cuon alpinus fossilis, Canis lupus, Dachs, Marder, Steinbock, Gemse, Edelhirsch, Murmeltier, Alpendohle. Am rätselhaftesten ist noch das fast an eine Symbiose erinnernde Zusammenvorkommen vom Höhlenbären mit dem Menschen; oder sollte der Höhlenbär nur Nährtier des Menschen gewesen sein? Dagegen spricht das unbegreiflich spärliche Vorkommen der anderen Jagdtiere. Die Knochen des Bären sind völlig gleichmäßig gemischt mit den Artefakten des Menschen. Sehr sonderbar ist ferner die Seltenheit aller anderen Tiere, die als Nährtiere zugeschleppt gedient haben konnten. Die Funde sind im Heimatmuseum St. Gallen aufgestellt.

Die Wildkirchlihöhle ist die erste im eigentlichen Alpengebiete entdeckte und die am höchsten gelegene paläolithische Kulturstätte. Sowohl der Höhlenbär als die Steinwerkzeuge weisen uns damit in die letzte Interglazialzeit. Daß der Elephant nicht hier hinaufkletterte, ist sehr begreiflich. Wir haben hier eine Art Gebirgsfazies der Interglazialhöhlen vor uns. Der Zugang zur Höhle war schwierig. In den Glazialzeiten selbst wird sie von Eis erfüllt geblieben sein. Der Höhlenbär ist von Bächler noch in einer andern Höhle des Säntisgebirges bei ca. 1800 m gefunden worden.

2. Steigelfadbalm ist eine 1 bis $1^1/_2$ m hohe Schichthöhle, 900 m über Meer, oberhalb Vitznau an der Rigi gelegen. W. Amrein (vom Gletschergarten Luzern) hat Höhlenbärenknochen (Bestimmung durch Th. Studer) und auch Artefakten (?), ähnlich denjenigen der Wildkirchlihöhle ausgegraben. Die Höhle enthält einen typischen jungen Löß, der in der Höhle selbst durch Windumlagerung der ausgewitterten Mergelschicht entstanden ist und sich noch weiter bildet.

3. 1916 ist die Grotte de Cotencher am Eingang der Gorge de l'Areuse (Neuenburger Jura) von Aug. Dubois durchforscht worden. Ihr Inhalt entspricht fast genau der Wildkirchlihöhle: Höhlenbärenknochen (95%) daneben noch 30 andere Arten und Monsterien-Feuersteine.

Andere aus der letzten Interglazialzeit für Artefakten gehaltene Dinge („Korbgeflecht" aus den Schieferkohlen von Wetzikon) sind als unrichtig gedeutet dahingefallen. Die genannten sind bis heute die einzigen sicheren Zeugnisse für den interglazialen Menschen in der Schweiz.

b) Die jungglazialen Höhlenfunde mit Menschenspuren.

Ihre Zahl ist nicht groß. Mit den Jahreszahlen der Entdeckung, soweit bekannt, beigesetzt, sind es die folgenden: Veyrier am Fuße des Salève (1867; L. Rütimeyer 1873) die sieben Höhlen des Birstales S Basel, alle im Malmkalke: am Schloßfelsen bei Birsegg (1910 Untersuchung durch F. und P. Sarasin), ebendort „Abri" am Hohlenfels, Höhle bei Schloß Angenstein, einige Höhlen im Kaltbrunnental (1883), am Schloßfelsen von Thierstein (1890), Grotte von Liesberg (1874),

ferner am Felsen von Courroux. Die Höhlen des Schaffhauser Jura: Keßlerloch bei Thäingen im Fulachtal (1873), Freudental (1874), Schweizersbild (1891). 1913 bis 1915 sind in den Umgebungen von Thäingen noch einige kleine Fundstellen („Vordere Eichen", „Bsetze") entdeckt und ausgebeutet worden (Sulzberger). Endlich zu nennen: le Scé bei Villeneuve. In vielen anderen ist vergeblich nachgegraben worden. Gegenüber den Fundmassen aus Keßlerloch, Schweizersbild und etwa noch Liesberg verschwindet die spärliche Ausbeute der anderen genannten.

Die Höhlen Keßlerloch, Freudental und Schweizersbild liegen alle im Malmkalk des Schaffhauser Plateaujura, angrenzend an den Boden glazialer Abflußrinnen mit Rückzugsschottern der letzten Vergletscherung. Der Höhlenschutt mit Artefakten ist verknüpft mit dem Schlammsand, der sich in allen glazialen Abflußrinnen, den Schotter bedeckend, als Überschwemmungsschlamm gebildet hat und sich noch heute hie und da mehrt. Sicher sind die Höhlenfunde viel jünger als das Maximum der letzten Vergletscherung. Sie können dem postglazialen Diluvium entsprechen, als der Rheingletscher schon stark hinter das untere Ende des Bodensee zurückgegangen war. Das letztere ist aus dem Grunde wahrscheinlich, weil die Höhle Thäingen erst sicher zugänglich wurde, nachdem der Gletscherabfluß durch das Fulachtal abgestorben war. Nun fanden sich in einer Uferterrasse von 20 bis 25 m über dem Bodensee auch Tierreste der Magdalenienfauna, wohl gleichzeitig mit den Höhlenbewohnern von Thäingen. Der Bodensee ist vom Würmmaximum bis zum Bühlstadium allmählich um diese 20 bis 25 m gesunken. Die Pfahlbauten vom Bodensee sind schon ganz seinem heutigen Niveau angepaßt. Das Magdalenien von Thäingen ist jünger als das Zürichstadium, es kann ungefähr dem Bühlstadium oder einer bald nachher folgenden Zeit angehört haben.

Die Höhle von le Scé am oberen Ende des Lemansees liegt bei 410 m in einer groben lokalen diluvialen Nagelfluh, die in einem Stausee gebildet worden sein muß. Die Magdalenienfunde darin sowie in einem benachbarten „abri sous rocher" bei 390 m müssen, um zugänglich zu sein, jünger sein als die Seeuferterrasse von 30 m, können also frühestens der Zeit der Uferterrasse von 10 m angehört haben. Diese letztere zeichnet sich auch an den Bühlmoränen ab, entspricht also dem Bühlstadium oder einer noch jüngeren Zeit (A. Jeannet in Vierteljahrsschr. der naturf. Ges. Zürich 1916).

Alle Funde führen zu dem Resultate, daß die Kulturstufe des Magdalenien in der Schweiz dem starken Gletscherrückzuge angehört, also spätglazial bis postglazial ist — die Gletscherenden reichten kaum mehr bis auf das Molasseland hinaus.

Das vollständigste Höhleninventar geben Keßlerloch und Schweizersbild.

In der prachtvollen, eine Bergecke durchbrechenden großen Höhle Keßlerloch haben zuerst die Lehrer Merk und Wepf den Boden aufgegraben, und der Verfasser hat die von denselben ihm gebrachten Gegenstände als von wichtiger paläolithischer Fundstätte erkannt. Zuerst hat Merk, später noch Heierli ausgebeutet, und beide haben darüber berichtet. Schweizersbild ist ein sogen. „Abri sous rochers". Der Entdecker ist J. Nüesch; er hat mit R. Häusler ausgebeutet und darüber publiziert. Die Bestimmungen der Knochen sind von Th. Studer und Nehring ausgeführt (Denkschriften der Schweiz. naturf. Ges.).

Ich notiere hier eine kurze Charakteristik dieser beiden Funde:

Boden oben mit jüngeren Fundresten (Bronze und neolithische Zeit), darunter Felsschutt, zum Teil mit Travertin verkittet. Unter dem Travertin mächtige Fundschicht aus humoser Erde ganz erfüllt mit Knochenstücken. Alle markhaltigen Knochen sind zerschlagen, die marklosen und die Spongiosa (Gelenkköpfe) ohne Benagung erhalten, also: Nahrungsabfälle des Menschen noch ohne den Hund. Das Tierinventar (Liste S. 330) ist das typische der letzten Vergletscherung und des postglazialen Diluviums: am häufigsten (wohl 90 % der Knochen in vielen Hunderten von Individuen aller Alter) erscheint Rentier, dann Alpenhase (über 800 Individuen im Keßlerloch). Es folgen Wildpferd, Schneehuhn, Wisent, Eisfuchs usw. und viel seltener Mammut und wollhaariges Nashorn. Auch da vorherrschend nordische Tundratiere, spärlich gemischt mit Waldtieren. Im Schweizersbild ist noch kein Mammut zum Vorschein gekommen, dagegen bildet dort wie in „Bsetze" eine Nagetierschicht eine Besonderheit. Artefakten: keine Metalle, keine Töpferei, Holzkohle, Feuersteinwerkzeuge, die letzteren klein entsprechend dem dürftigen Material der Gegend, aber zahlreich (ca. 15 000 im Keßlerloch allein). Die Feuersteinwerkzeuge sind nur geschlagen, nie geschliffen, es sind Spähne, Bohrer, Schaber, Pfeil- und Lanzenspitzen. Die Knochenarbeit ist reichlich: Meißel, Lanzenspitzen, Nadeln, Harpunen mit Verzierungen, „Kommandostäbe" und herrliche Tierzeichnungen.

Fig. 56.
Grasendes altes Rentier, eingraviert auf Rentiergeweih.

Ausgegraben unter dem Travertinboden der Höhle Keßlerloch bei Thäingen im Januar 1874 von Alb. Heim. — Hier dargestellt auf abgewickelter Oberfläche der Geweihstange in natürl. Größe.

Über $^9/_{10}$ der Funde entsprechen dem typischen Magdalenien (Eburnéin), das ist die jüngste vollkommenste paläolithische Kulturstufe. In den tiefsten Schichten des Keßlerloches hat Heierli Andeutungen des späteren Aurignatien entdeckt. Vielleicht ist Keßlerloch mit ziemlich viel Mammut und Resten von Aurignatienkultur eine Spur älter als Schweizersbild.

Beim ersten Grabversuche 1873 im Keßlerloch habe ich selbst etwa 50 cm unter der von uns eben frisch aufgebrochenen Travertinrinde, ca. 1 m unter Höhlenboden, die schönste Rentierzeichnung,

die bisher bekannt geworden ist, das grasende alte Rentier auf Rengeweih eingegraben, gefunden. Der Stil der Zeichnung ist der gleiche, wie er im Diluvium durch Spanien, Frankreich und die Schweiz geht. Er kann wie folgt charakterisiert werden: Profilbild, keine Schraffierungs- oder Schattierungslinien, alle Linien von anatomischer und morphologischer Bedeutung, richtig beobachtet, charaktervoll und ausgeprägt gezeichnet (Nüstern, Grenze der Nasenschleimhaut, Augenlider, Unterkiefer, Schulterblatt, Ellbogen und Knie, längere und kürzere Haare usw.). Beinstellung dem Gang entsprechend, alle vier Beine gezeichnet, dagegen nur ein Geweih dargestellt, das hintere durch das vordere verdeckt gedacht, Zeichnung trotz rechts schauendem Kopfe mit der rechten Hand von links nach rechts gezeichnet. (Beweis in von links ausgehenden erst gefehlten und dann korrigierten Bauchlinien.) Figur 56 zeigt dieses schweizerische diluviale Kunstprodukt in einer im Gegensatz zu den vielen schlechten Reproduktionen genauen Wiedergabe. (Vgl. A. Heim, Ein Fund aus der Rentierzeit, Mitt. d. antiquar. Ges. Zürich 1874.)

Andere Zeichnungen aus dem Keßlerloch und von Schweizersbild sind weniger vollkommen, sie stellen dar: Rentier, Pferd, Moschusochse?, Bison, Schwein. Der Kopf eines Moschusochsen ist geschnitzt.

Die Funde aus den Höhlen des Birstales S Basel gehören nach den Untersuchungen von Fr. und P. Sarasin in ihrem tieferen Teile ebenfalls alle der paläolitischen Kulturstufe des Magdalenien an, und das gleiche gilt von denen aus der Höhle am Salève. Dort, entsprechend der Nähe an den Alpen, gibt es relativ mehr Steinbock, Murmeltier, 400 Schneehühner, und auch die Zeichnung eines Steinbockes ist gefunden worden.

In den Höhlen des Schaffhauser Jura schließt die Magdalenienfundmasse nach oben ab mit einer festen Travertinschicht oder in „Bsetze“ mit Schotter. Tausende von Jahren hat hier kein Mensch mehr gewohnt. Die Travertinschicht bezeichnet auch hier wie in zahlreichen ausländischen Höhlen in markanter Weise den gewaltigen Teilstrich zwischen Diluvium und Jetztzeit oder für die Kulturstufen zwischen Paläolithikum und Neolithikum, und spärlich sind die Reste des letzteren, die in den Schaffhauser Höhlen über dem Travertinpanzer liegen, unter dem sich die vergangene geologische Periode verborgen hatte. In den Birstalhöhlen dagegen fehlt merkwürdigerweise die Travertinschicht. Ohne sichtbar scharfe Grenze folgt in den obersten Teilen des Höhlenschuttes ein Rückgang in der Steinwerkzeugkunst, dafür Topfscherben und die aus Frankreich schon näher bekannten mit Ockerfarbstreifen bemalten Kieselsteine, die Wahrzeichen der Übergangsstufe zum Neolithikum: die Kulturstufe des Azilien.

Auch hier im Birstale, wo das Azilien durch die Herren Sarasin zum ersten Male entdeckt worden ist, sind seine Reste recht kärglich. Sie füllen die große Lücke nur teilweise aus. Etwas später wandert dann mit dem neolithischen Pfahlbauer eine andere Rasse ein. Jetzt erst wird der Stein zum Werkzeug nicht nur geschlagen, sondern auch geschliffen. Der Neolithiker macht Töpfe aus Ton, hält Kulturpflanzen und Haustiere, lebt nur gelegentlich in Höhlen, baut Hütten auf Pfählen in die Seen. Das Mammut, das Ren, die alpin-arktischen Tiere überhaupt sind verschwunden. Die den Pfahlbauer begleitenden Tiere sind die jetzt noch hier vorkommenden, vermehrt nur um zwei noch übrig gebliebene diluviale Artenrelikte: Bos primigenius und Bison europaeus, die beide noch in historischer Zeit bei uns gelebt haben.

Die Eichenperiode, die im postglazialen Diluvium begonnen hatte, wird ersetzt durch die Buchenperiode, die jetzt noch andauert (Brockmann). Mit den dilu-

vialen Eichenwäldern verschwand im Mittelland auch die Fichte (Picea excelsa), die erst wieder in römischer Zeit (Vindonissa Neuweiler) durch den Menschen verbreitet worden ist.

Es ist nicht unsere Aufgabe, den Menschen der geologischen „Jetztzeit", den allerdings noch prähistorischen neolithischen Ptahlbauer zu betrachten; wir verweisen dafür auf J. Heierli, Urgeschichte der Schweiz, Zürich 1901.

Wie lange her? Aus den Funden im Schuttkegel der Tinière, aus dem Volumen des Lütschinedeltas zwischen Brienzer- und Thunersee, aus Torfwachstum aus Auffüllung der Seegründe im Vierwaldstättersee usw. hat man Altersberechnungen versucht. Alle Berechnungen führten uns zu einem Zeitraum von zwischen 10000 und 20000 Jahren, der verstrichen sein muß seit den Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung (etwa seit „Aachenschwankung" oder „Bühlstadium"). Wir dürfen wohl sagen, daß wenigstens 10000 Jahre verflossen sind, seitdem der paläolithische Höhlenmensch bei Schaffhausen und im Birstal gelebt hat. Damals brauste der Rheinfall noch nicht, das Sihltal war noch wenig eingetieft. Alle Anhaltspunkte weisen den Beginn der ältesten neolithischen Pfahlbauten 5000 bis höchstens 6000 Jahre hinter die Gegenwart zurück. Der große Wechsel, das Sinken der Seen auf ihren heutigen Stand, das Verschwinden der alpin-arktischen Tiere im Tiefland muß also vor etwa 6000 bis 10 000 Jahren stattgefunden haben. Von Resten aus der Übergangszeit ist wenig vorhanden. Um das Alter des Höhlenmenschen vom Wildkirchli zu berechnen, fehlen alle direkten Anhaltspunkte. Sehr bescheiden geschätzt, werden wir an das Doppelte oder Mehrfache denken müssen, wie für den Bewohner von Keßlerloch und Schweizersbild.

IX. Ursachen der Eiszeiten.

Die nächstliegende Ursache für Vorrücken und Zurückschmelzen von Gletschern ist die im Verhältnis zum Gebirge wechselnde Höhenlage der Schneelinie. Ihr Steigen vermindert, ihr Sinken vermehrt die Nährgebiete. An Hand aller einschlägigen Beobachtungen hat Penck bestimmt, daß die Schneelinie lag:

zur Zeit des	Würmgletschermaximum	ca.	1200 m	unter	der jetzigen	Schneelinie
„ „ „	Bühlstadium	„	900 m	„	„ „	„
„ „ „	Gschnitzstadium	„	600 m	„	„ „	„
„ „ „	Daunstadium	„	300 m	„	„ „	„

Es ist einleuchtend, daß die Frage nach der Ursache dieses Herabsinkens der Schneelinie eine Frage nach dem Klima ist. Klimawechsel ist die Ursache der Eiszeiten gewesen. Auf die Frage nach den Ursachen des Klimawechsels können wir hier nicht näher eintreten; denn dieselben lassen sich nur erörtern an Hand eines ungeheueren Beobachtungsmaterials, das über beide Hemisphären der Erde reicht. So enorm viel schon hierüber geschrieben worden ist, stehen wir doch der Lösung des Rätsels noch ferne. Nur kosmische Ursachen sind nicht sehr wahrscheinlich, terrestrische waren sicher mit im Spiele. Unser Land weist uns darauf hin, daß eine allgemeine Klimaschwankung im Sinne viel tieferer Temperaturen nicht das Maßgebendste war, sondern daß vermehrte

Niederschläge der Höhen und der kalten Jahreszeiten dabei viel wesentlicher waren. Gleichmäßiges und nasses, also ozeanisches Klima mit etwas höherer Temperatur brachte die Tier- und Pflanzenwelt der Molasse; ebensolches ozeanisches Klima mit etwas niedrigerer Temperatur und die Hauptsache: mit in die kälteren Höhen hinaufragenden Gebirgen brachte im Diluvium die Vergletscherungen. Die mehrfache Repetition der Vergletscherungen hat vielleicht bei uns in einem zeitlichen und deshalb wohl auch ursächlichen Zusammenhang mit den Höhenschwankungen und Gefällsschwankungen während der Diluvialzeit gestanden. Die Anzeichen von Hebungen und Senkungen während des Diluviums sowie die starken interglazialen Erosionen wechselnd mit den glazialen Aufschüttungen, legen die Frage nach einem mehr oder weniger rhytmischen Wechsel nahe. Hebung während einer Interglazialzeit schuf vermehrtes Erosionsgefälle und brachte zugleich das Gebirge wieder mehr in die Schneeregion hinauf. Anhäufung von Eis verkleinerte die Meere, und trocknete die Winde. Außerdem drückte sie die Erdrinde wieder ein, so daß das vergletscherte Land in tiefere wärmere Regionen sank und dadurch die Gletscher wieder zum Abschmelzen gezwungen waren. Entlastung hierdurch erzeugte erneuertes interglaziales Aufsteigen in die Schneeregion und endete mit einer neuen Vereisung usw. Die Folge wird jeweilen wieder zur Ursache. Natürlich kann an eine stete Regelmäßigkeit nicht gedacht werden, weil tektonische und andere Ursachen den Gang kreuzen. Ebensowenig übersehen wir heute schon genügend den Verlauf der Hebungen und Senkungen während der Diluvialzeit. Forel (Le Lèman S. 259) nimmt an, daß einfach die höhere Lage des Gebirges die Eiszeit erzeugt, und seine nachherige Senkung sie wieder aufgehoben und die Seen gebildet habe. Die Mehrheit der Eiszeiten läßt er außer Betracht. Mir scheint, wir kommen mit Hebungen und Senkungen allein als Ursache für die Entstehung der Eiszeiten über die ganze Erde nicht aus. Wohl aber könnten solche Vorgänge vielleicht erklären, warum wir z. B. in den Alpen zweimal zwei Vergletscherungen, in Skandinavien und Norddeutschland deren nur drei finden. Mit einer allgemeinen klimatischen Ursache, zu welcher auch der die Wärmeabsorption stark beeinflussende Wechsel im Kohlensäure- und Wassergehalt der Atmosphäre in Frage zu setzen ist, konnten sich die mannigfaltigsten lokalen Ursachen, wie andere Verteilung von Land und Wasser, Verschiebungen von Meerströmungen und Winden, Hebungen und Senkungen, zusammensetzen. Es bleibt aber ganz gewiß, daß die Frage nach den näheren und ferneren Ursachen der Eiszeiten nicht aus den Beobachtungen in einem einzelnen Lande gelöst werden können.

X. Tabellarische Zusammenstellung über die Erscheinungen des Diluviums in der Schweiz.

Wir schließen unsern Abschnitt über das Diluvium mit der nachfolgenden tabellarischen Zusammenstellung der diluvialen Erscheinungen des schweizerischen Mittellandes, die allerdings zugleich manches umfaßt, was wir erst im folgenden Abschnitt darlegen können. Wir sind dabei der Einteilung gefolgt, die die Erscheinungen unseres Landes aufdrängen, womit nicht gesagt sein soll,

daß andere generalisierende Einteilungsversuche unrichtig wären. Zum leichteren Vergleich diene erst die nachfolgende Nebeneinanderstellung unserer Bezeichnungen mit denjenigen von Mühlberg und von Penck und Brückner. Die Eiszeiten durchgehend zu nummerieren, kann zu Verwirrung führen; die Penck sche Nomenklatur paßt in der Rißregion nicht auf unser Land. Es wurden deshalb möglichst einfache sachlich richtige und unzweideutige Namen gesucht und verwendet. Selbstverständlich benutze ich auch gerne die Namen: Würm, Mindel, Günz, weil dieselben nicht mißverständlich sind. Die Bezeichnung Riß dagegen müssen wir vorläufig für unser Land vermeiden, weil bei uns die Hochterrassenschotter („Rißschotter") nicht zur größten Vergletscherung („Rißvergletscherung") gehören, sondern älter und intramorän durchgehend, also eher interglazial als fluviolglazial sind.

Benennung der Gliederungen des Diluviums nach:

Mühlberg	Penck und Brückner		Unserer Tabelle
Postglazial	Daun- und Gschnitzstadium		Postglazial
V. Vergletscherung	Würm-vergletscherung	Bühlstadium Aachenschwankung Laufenschwankung Maximum	Letzte Vergletscherung („Würm")
4. Interglazialzeit	Riß-Würm-Interglazialzeit		Letzte Interglazialzeit
IV. Vergletscherung	Rißvergletscherung		Größte (vorletzte) Vergletscherung
3. Interglazialzeit			Große Interglazialzeit
III. Vergletscherung			
2. Interglazialzeit	Mindel-Riß-Interglazialzeit		
II. Vergletscherung	Mindel-Vergletscherung		Zweite Vergletscherung („Mindel")
1. Interglazialzeit	Günz-Mündel-Interglazialzeit		Erste Interglazialzeit
I. Vergletscherung	Günz-Vergletscherung		Erste Vergletscherung („Günz")
Präglaziales Diluvium			

Um die Gletscherschwankungen in unserem Lande während der Diluvialzeit in ihrem wahrscheinlichen gegenseitigen Ausmaße und ihrer Zeitfolge übersichtlich darzustellen, mag folgende Kurve dienen, welche als Abszisse die Zeit, als Ordinate die Gletscherausdehnung aufgetragen hat. Es sind nicht bestimmte Maße, auf die wir diese Darstellung gründen können, es liegt viel bloße Gefühlsschätzung und viel Vermutung, aber auch viel Beobachtung darin. Penck hat für das Klima der Diluvialzeit eine Kurve aufgestellt, welche unserer nachfolgenden Figur 57 auffallend ähnlich ist.

Es soll dies Bild, Fig. 57, recht eindringlich zeigen, daß sich die vier Vergletscherungen unseres Landes in 2×2 natürlich teilen. Die ersten zwei sind nach ihren Überbleibseln und deren Lagerung im Molasselande gründlich verschieden

von den beiden letzten, und zwischen das erste und das letzte Paar Eiszeiten hinein fällt die hauptsächlichste Talbildung im Molasselande. Wir befinden uns hierin in vollster Übereinstimmung mit den Resultaten von Penck.

Unwillkürlich wirft sich die Frage auf, welches in Fig. 57 der Abszissenmaßstab sein dürfte — das ist die Frage nach der Dauer der Eiszeiten und Interglazialzeiten. — Schätzungen über die Dauer der verschiedenen Abschnitte der Diluvialzeit sind vielfach versucht worden. Einen Maßstab, wie die Absätze im Glazialmeer von Schweden (de Geer), bietet unser Land nicht. In Schweden konnten so 7700 Jahre Postglazialzeit und 5300 Jahre letzte Phasen der Eiszeit abgezählt werden. Brückner berechnete aus dem Lütschinedelta (Interlaken) die Zeit seit dem Gletscherrückzug hinter diese Stelle auf ca. 10 000 Jahre, Alb. Heim die Zeit

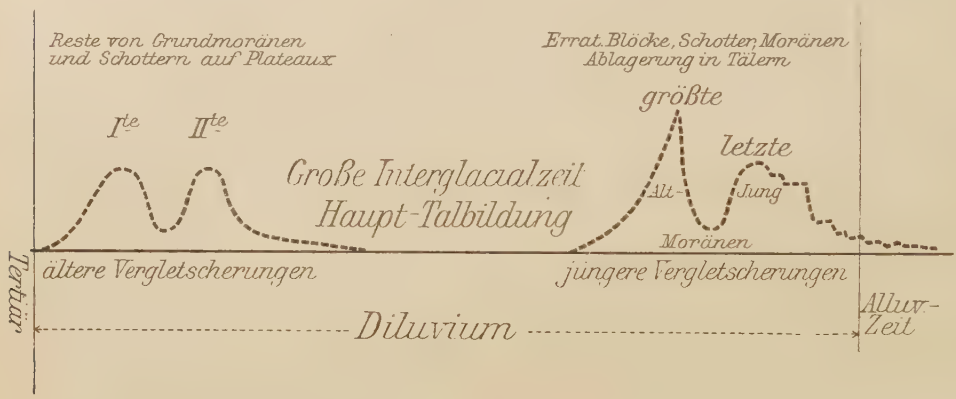


Fig. 57.
Kurve der Vergletscherungen.
Ordinate = Ausbreitungsgröße der Gletscher.
Abscisse = Zeit von links nach rechts fortschreitend.

seit Rückzug des Gletschers von der Bühl-Moräne im Vierwaldstättersee zwischen Gersau und Brunnen auf wahrscheinlich 16 000 Jahre (Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich 1894). J. Hug berechnet die Zeit zur Ausfüllung des ursprünglichen Seebeckens zwischen Walensee und Zürichsee — also die Zeit, seitdem dieses Gebiet eisfrei geworden ist — auf ca. 12 000 Jahre. Eine bessere Übereinstimmung der verschiedenen Schätzungen kann man nicht erwarten.

Die Zeit, seitdem die Gletscher in die Alpentäler zurückgetreten sind ist also auf 10 000 bis 20 000 Jahre anzunehmen. Die Zeit, welche zur Bildung der Schieferkohlen nötig war, kann durch den Vergleich mit dem Torfwachstum auf 3000 bis 6000 Jahre geschätzt werden. Solche Maßstäbe, in Fig. 57 rückwärts angelegt, würde sich eine minimale Zeitdauer des ganzen Diluviums von etwa 100 Jahrtausenden ergeben. Penck schätzt die Dauer der großen Interglazialzeit 12 mal, diejenige der letzten Interglazialzeit 3 mal so lang, wie die seit dem Würmmaximum abgeflossene Zeit, und kommt in ähnlicher Art auf 240 Jahrtausende für das ganze Diluvium. Mehr als eine Gefühlsschätzung ist das nicht; für die Potenz von 10, die Größenordnung, kann sie aber kaum unrichtig sein.

Ob wir einer neuen Eiszeit entgegengehen, können wir noch nicht wissen.

Diluvium des schweizerischen Mittellandes.

Zeitabschnitte		Gletscherstand	Wirkungen der Gletscher und andere Vorgänge (Löß, Torf, Bergsturz, interglaziale Erosion usw.)	Wirkungen der Gletscherflüsse	Kulturen, Fossilien usw.	Tektonik, Verbiegung und Dislokation
Alluvium	Historisch (Myazeit)	Kleiner Stand u. kleine Schwankungen	Moränen in der Nähe der jetzigen Gletscher Maxima 1602, 1822, 1856	Fortbildung von Überschwemmungslehmen und Sanden Seekreiden in stehenden Wassern, Delta	Römische Eisenzeit, Mittelalter, Neuzeit Picea excelsa wieder eingeführt und eingewandert Vorrömische Eisenzeit: Gallische Fazies — 400 bis 0; Hallstätter „ — 800 „ — 400	Die Talaustiefung der großen Interglazialzeit wird nicht mehr erreicht; alte Rinnen 20—70 m tiefer als jetziger Flußlauf bleiben zugefüllt
	Prähistorisch (Litorinazeit)	Daun- und Gschnitzstadium	Zahlreiche Moränenwälle im Innern der Alpentäler	Verbreiterung der Erosionseinschnitte durch Serpentinisieren. Die tiefsten Rinnen, die in der großen Interglazialzeit ausgespült worden sind, bleiben zugeschüttet	Pfahlbauten: Bronze; Neolitische (geschliffener Stein) Buchenwald (Picea excelsa im Mittelland gewichen) Torfe mit Elenn, Hirsch, Bos primigen. und Bison europ. Azilien in den Höhlen des Birstales	Wechsel von Erosion und Akkumulation, Endresultat 10 bis 80 m, gewöhnlich 30 bis 40 m Erosion
Diluvium oder Eiszeitalter — Die beiden jüngeren Vergletscherungen (Jungdiluvial)	Postglazial (Ancyluszeit)	Rückzug	Lösse im Rhein- und Rhonetal (jüngerer Löß) Sandlöß von Andelfingen	Erosion extramorän um 20 bis 80 m. Entstehung von Terrassenlandschaften und epigenetischen Talstücken (Rheinfall, Laufenburg, Brugg usw., Bern, Sihltal, Räppischtal, Bergsturz Wiggis-Klöntal) Überschwemmungslehme auf Niederterrasse	Travertinschicht in den meisten Höhlen, Hiatus Paläolithische Kulturen (geschlagener Stein) Keßlerloch, Schweizersbild, Birsegg, Liesberg: Magdalenien auf N_2 Torf von Niederweningen mit Mammut Dryasflora oder Eichenwald ohne Buche Mammut, Rhinoceros tichorrhinus, Ren, Pferd und viele alpin-arktische Tiere	
	Letzte Vergletscherung (Würm) (Yoldiazeit)	Rühlstadium Achenschwankung Rückzug III. Etappe Rückzug II. Etappe Rückzug I. Maximum Vorstoß	Jungmoränen (mu) (Gletscher, Blöcke, Gletscherschliffe): Moränen von Hurden, Vierwaldstättersee, Thun, Yvoire?, Villeneuve, am Ausgang der Alpentäler; Drumlin von Aatal usw.; Innerer Moränenkranz (Zürich); Moränenlandschaft Hirzel—Menzingen; Moränen des ersten Stillstandes im Rückzug (Schlieren) Drumlin bei Andelfingen; Äußerste Jungwallmoränen und Moränenlandschaften, Bogen am Jura; Amphitheater des Tessin und Addagletschers	Lokale Staudelta in intramoränen Gebieten, „Teilfelder", Jung-Ceppo Aufschüttung der tieferen Niederterrasse N_2 Zahllose jetzt oft trockene Tälchen als vorübergehende glaziale Abflußrinnen gebildet Viele lokale Staudelta in den Randregionen der Gletscher. Aufschüttung des Niederterrassenschotters N_1, extramorän in den Haupttälern, Stauterrassen in Nebentälern. Riesentöpfe von Luzern, Bern usw	(Solutréen) (Aurignatien) (Moustérien II) Im Löß bei Basel: Elephas primigenius, Rhinoceros tichorrhinus, Equus, Ren, Ursus spelaeus	Akkumulation von N_2 Stellenweise Moränenakkumulation bis über 100 m Akkumulation von N_1 = 10 bis 30 m
	Letzte Interglazialzeit (Riß-Würm)	Rückzug wenigstens bis Alpenrand	Schieferkohlen von Dürnten, Wetzikon, Mörschwil, Uznach, Kalktuff von Flurlingen bei Schaffhausen, Hauptlöß. Interglaziales Kanderdelta?, Karlsruhschotter bei Bern?, „Hochterrasse" von Aeberhard, Bergstürze von Flims, Glarus, Sierre, Engelberg. „Alluvions anciennes" bei Genf.		Artefakte mit Ursus spelaeus, Wildkirchlihöhle Grotte de Cotencher (Moustérien I) In Schieferkohlen: Elephas antiquus, Rhinoceros Merkii, Ursus spelaeus Elephas antiquus und Ren in den „alluvions anciennes"	Erosion nicht stark
	Größte Vergletscherung (Riß?)	Größte Ausdehnung der Gletscher, aber nur kurze Zeit Vorstoß	Altmoränen (ältere Moränen): Äußerste und höchste Moränen und erratische Blöcke (Klettgauerberge, Albis, Heitersberg, Lindenberg, Napf, Jura bis Salin, Maiche, Liestal, Südfuß Schwarzwald), Blöcke und Moränen außer den Jungmoränen (Aarau, Beznau, Laufenburg), ältere Lösse, Grundmoränen unter Schieferkohlen, Kanderdelta und Flurlingertuff.	Lokale Schotter in verschiedenen Niveaux: Birkingen, Höhen zwischen Rueder- und Suhrtal, hohe Schotter am Hundschüpfen, „Mittelterrasse" Möhlin—Liestal—Klettgau?	Keine Funde	Weitere Absenkung d. Rheintalgrabens, Aufschüttung von Moränen, transgredierend auf Erosionsflächen am H
	Große Interglazialzeit (Mitteldiluvial)	Rückzug bis in die Alpen, vielleicht vollständiges Verschwinden der Gletscher	Erosion am H, Ausbildung der Erosionsflächen unter den transgredierenden „Altmoränen" Bildung der alpinen Randseen durch Einsenkung des durchtalten Gebirges, Rückläufigkeit der Molasse, des D, der Erosionsterrassen und der Talwege (= tektonische Übertiefung) Akkumulation des Hochterrassenschotters H: Aufschüttung der tiefsten Rinnen (Rinnenschotter), der Hochterrasse extramorän und intramorän bis an die subalpine Molasse Abschluß der Tiefenerosion und Beginn von Aufschüttung Haupterosion der Molassetäler: Ausspülung der tiefsten Rinnen und Felsböden der Talwege; Ablenkung der Linth aus dem Glattal ins Sihl—Limmattal, der Emme und Reuß in subalpines Streichen; Ablenkung der Reuß von Rigi-Nordseite nach Rigi-Südseite, der Rhone nach Westen; Ausschaltung mancher alter Talwege (Torso Rotenturmsattel, Riken usw.); Ausspülung der Molassetäler und des gesamten Reliefs unter D, Erosionsterrassen in D, und Molasse	? Elephas primigenius in H von Liestal und Koblenz Keine Fossilien in der Schweiz	Alpensenkung ca. 300 m Alpine Randflexur in der Molasse. Dislokation Akkumulation der H = 100 bis 200 m Gefällsabnahme (beginnende Rücksenkung?) Größte Talerosion Vertiefung um 100 bis 600 m Erneuerte starke Einsenkung des Rheintalgrabens
Die beiden alten Vergletscherungen (Altdiluvial)	Zweite Vergletscherung (Mindel)	Vorstoß bis Ueberlingen, Stammheim, Glattfelden, Heitersberg	Moränen und Moränenspuren im jüngeren Deckenschotter (Heiligenberg, Bodmann, Schienerberg, Stammheimerberg, Hiltenberg, Empberg bei Eglisau, Kreuzliberg bei Baden). Keine erratischen Blöcke und keine Wallmoränen erhalten	Aufschüttung des jüngeren Deckenschotters D_2 (Schienerberg, Kohlfirst, Hiltenberg, Bruggerberg, SW Basel usw.)	(Eolithicum)	Hebung des Mittellandes einige 100 m Akkumulation von D_2 20 bis 30 m
	Erste Interglazialzeit	Rückzug in die Alpen		Durchschneiden von D_1 und Molasse unter Bildung von Erosionterrassen		Erosion 80 bis 160 m
	Erste Vergletscherung (Günz)	Zwei Vorstöße bis zirka Radolphzell, Irchel, Baden	Moränen und Moränenspuren im D_1 am Höchsten, Schrotzburg, Irchel, Egg, SE Regensberg, E Siggenberg, Uetliberg, Albis, Egg bei Kulm. Fast keine erratischen Blöcke und gar keine Wallmoränen	Aufschüttung des älteren Deckenschotters D_1 als einheitliche Decke (Neuhausenwald, Irchel, Egg, Siggenberg, Birkingen, SW Basel, Heerenberg, Uetliberg, Baarburg usw.	Nicht sicher bestimmbare Schnecken in D_1 bei Eichbrunnen SW Dreienwil, N Baden, Valonia tenuilinabata, Papa muscorum)	Akkumulation ca. 30 m Grobe allgemeine Diskordanztransgression des Diluviums
	Präglazial	Das Mittelland ist zur Fastebene hoch über den heutigen Talböden abgetragen und von flachen untiefen Tälern durchzogen. Keine präglazialen Diluvialablagerungen in der Schweiz. Rheintal, Limmattal über Siggenberg, Quertal der Aare vorhanden, Ablenkung des Rheines von der Donau weg in den Rheintalgraben			Keine Fossilien in der Schweiz	Erosion
Tertiär	Pliocän	Anschieben der helvetischen Alpendecken an und über das Molassevorgebirge, Abtrag der gehobenen Molasse zur Fastebene Aufschüttung des Sundgauschotters			Keine Ablagerung und keine Fossilien im Mittellande Marines Pliocaen mit Fossilien am S-Fuß der Apen	Erosion Anbranden d. alpinen Decken
	Pontien	Auffaltung der subalpinen Molasse, Abwitterung und erste Talbildung an derselben			Keine Ablagerung und keine Fossilien nördlich der Alpen	Hebung und Faltung der subalpinen Molasse

C. Oberflächengestaltung des Molasselandes.

Literatur:

Rütimeyer, Tal- und Seebildung 1869.
Viele Lieferungen der „Beiträge", besonders: Du Pasquier, Lfg. I n. F., 1891, Baltzer, Lfg. 30, 1896, und Hug Lfg. 15 n. F. 1907.
Bärtschi, Das westschweizerische Mittelland, Denkschriften der S. N. G. 1913.

Drei formende Vorgänge.

Nach Ablagerung der Molasse folgte deren Dislokation. Sie mochte in der Obermiocän(Pontischen)Zeit und in der Pliocänzeit lebhaft gewesen sein, sie hat erst im Diluvium ausgeklungen. Sobald die Dislokation den Deltaflüssen der Molasse neues Gefälle gegeben oder den Boden aus den stehenden Wassern gehoben hatte, mußte Verwitterung und Erosion mächtig einsetzen. Dann rückten die Eisfluten aus den Alpen vor, das Land mit alpinem Schutt überkleisternd. Sie wichen wieder zurück und rückten wieder vor zum zweiten, dritten, vierten Male. Die Eisfluten unterbrachen die normale Austiefungsarbeit des Wassers, verschoben die Flußläufe und speisten andere auf neuen zeitweiligen Wegen. Die drei Vorgänge: Dislokation, Verwitterung mit Erosion und Vergletscherung haben zum Teil gleichzeitig am gleichen Ort, zum Teil gleichzeitig an verschiedenen Orten, vielfach nacheinander wiederholt am gleichen Ort gearbeitet. Bald unterstützt ein Vorgang den anderen, bald verdirbt der eine das wieder, was der andre geschaffen hatte. Es ist nicht immer möglich, die so entstandenen Palimpseste alle zu entziffern und die Wirkungen der verschiedenen Faktoren auseinander zu halten. Wir können nicht ein Gebiet nach dem andern betrachten und nach den Entstehungsvorgängen auseinanderlegen. Das würde mehrere Bände füllen. Wir wollen versuchen, die einzelnen Faktoren nach ihrem Einfluß auf die Gestaltung der Oberfläche des Molasselandes in großen Zügen zunächst da am Beispiel kennen zu lernen, wo ein Vorgang bestimmend gearbeitet hat, um nachher kombinierte Wirkungen zu verstehen.

I. Durch Dislokation abgelenkte Talbildung im Molasselande.

Erhaltene Quertäler.

Auffallenderweise ist die alte pontisch-pliocäne und auch noch diluviale Talbildung im Molasselande durch die Faltung vielfach nicht abgelenkt worden.

Manche alte Täler, zum Teil die gleichen, deren Flüsse ursprünglich in der Miocänzeit das Material zur Molassebildung herbeigespült hatten, haben sich bis auf den heutigen Tag durch alle Schicksale hindurch lebendig erhalten. Bei der Aufrichtung der Molasse haben die alten Flüsse ihren Lauf behauptet und wieder Quertäler in ihre eigenen Miocän-Ablagerungen eingeschnitten. Die letzten alpinen

Bewegungen haben Decken über die Urtäler hinausgestoßen; die Decken sind in die Täler eingebrochen, die Talläufe haben sich aber wieder an gleicher Stelle erholt, und noch heute führen sie das Wasser aus den Alpen quer durch die dislozierte Molasse hinaus. Dies gilt vom Rhein- und Aaretal, in der Hauptsache auch vom Linthtal und in gewissem Sinne vom Rhonetal. Das Rheintal hat allerdings eine Ablenkung erfahren; dieselbe liegt aber erst nördlich außerhalb der subalpinen Molasse. Der Rhein floß einst über Ravensburg durch das Tal der Schussen nach der Donau. Nach den Vorkommnissen des Deckenschotters scheint es wahrscheinlich, daß dieser Lauf schon zu Beginn des Diluviums nicht mehr bestanden hat. Der Rheintalgraben zwischen Schwarzwald und Vogesen hatte die Schweizerflüsse durch Rückwärtserosion des Vor-Rheines von der Donau abgelenkt.

Aber auch kleinere Flüsse haben die Dislokationsriegel der subalpinen Molassestauung vollständig überwunden, sie sind Querläufe. Das ist besonders in der Zone zwischen Linth und Rhein ausgeprägt. Die Roth, Sitter, Urnäsch, der Neckar und die Thur (Toggenburg) durchschneiden die subalpine Molasse und jenseits der Linth desgleichen die Wäggithaleraa und die Sihl. Dagegen sind die Linth von Uznach bis Richterswil, ferner die Reuß und die Emme in das Streichen der subalpinen Molasse abgelenkt.

Verschobene Quertalwege der Reuß.

Anders als Rhein und Aare ist es der Reuß ergangen.

Bei Goldau zwischen Roßberg und Rigi stehen wir in einem mächtigen Quertal vom Charakter eines Haupttales aus den Alpen, beiderseits begrenzt von bis 1300 m höheren Bergen aus aufgestellter, 20^0 bis 30^0 alpeneinwärts fallender Nagelfluh. Aber das Tal hat keinen Fluß mehr, es ist in seiner Ausbildung abgestorben. Bergwärts setzt es sich fort durch den Lowerzersee über das Delta der Muotta in den Urnersee, das große Quertal der Reuß; nach unten führt es durch den Zugersee in die flache Molasse nach dem unteren Reußtal hinaus. Das Talstück Brunnen, Seewen, Lowerz, Goldau, Arth, Zugersee, Cham, untere Lorze bis Maschwanden war ursprünglich das Reußtal — es ist jetzt als Taltorso aus dem Reußlauf ausgeschaltet. Der Oberlauf ist ihm abgeschnitten; Lowerzersee und besonders Zugersee sind gewissermaßen Tümpel der ehemaligen Reuß. Dieser Situation entsprechend läuft der Steiner Aabach rückwärts, und der Zugersee hat keinen Durchfluß. Die Lorze, die sich in den Zugersee an dessen unterem Ende ergießt, verläßt den See fast an gleicher Stelle wieder. Sie war nur ein Nebenflüßchen der Reuß und geht dann wenig westlich der alten Reuß verschoben auf neuem Wege durch Molasse, bis sie die heutige Reuß erst unter Maschwanden findet. Das ehemalige Reuß-Stück Zugersee—Maschwanden ist mit Diluvialschutt eingedeckt.

Bei Brunnen wendet sich jetzt die Reuß von ihrem alten Hauptquertal unter rechtem Winkel nach links ab. Sie benützt zuerst das alpine Synklinaltal des Gersauerbeckens, hierauf das alte Stück Quertal der Engelbergeraa zwischen den „Nasen", dann Talstücke der Sarneraa, gelangt bei Luzern durch einen Molasseriegel hinaus, bis sie bei Emmenbrücke ihrem ehemaligen Nebenflusse, der Emme, in die Seite fallen kann; der Hauptfluß ergießt sich hier in den Nebenfluß! Die Reuß benützt nun den isoklinalen Längstalweg der Emme in der Molasse, bis sie endlich bei Maschwanden die Lorze und damit wieder ihr altes, nach NNW gerichtetes Haupttal findet. Der neue Wasserweg umgeht also das alte Talstück Brunnen—Goldau—Maschwanden. Die Rigigruppe ist vom alten und neuen Talweg rings umfaßt.

Was hat die Reuß aus ihrem Haupttal verdrängt und gezwungen, sich durch verschiedene fremde Talstrecken und um viele Ecken herum einen südwestlicheren, zackigen Weg zu suchen? Heute noch bildet die gehobene Rigi—Roßberg-Molasse quer durch das Tal bei Goldau einen breiten mächtigen Riegel, dessen Felsschwelle 513 m hoch liegt. Der Vierwaldstättersee liegt bei 437 m,

also 76 m tiefer, der Zugersee bei 416,6 m, die Molasseschwelle bei Luzern vielleicht bei 410 m. Die Schwelle von Goldau ragt 280 m über den Boden des Urnersees und 294 m über denjenigen des Zugersees. Wahrscheinlich hob sich die Molasse zwischen Rigi und Roßberg rascher, als sich der Fluß durchzusägen vermochte. Er wurde zurückgestaut und fand den Weg über einen niedrigen Paß und durch andere alte Talstücke nach links. Gewiß ist dieser Vorgang älter als die Seebildung in den neuen und alten Talstrecken, denn der Boden des Vierwaldstättersees läßt — Moränen und Deltas weggedacht — eine völlige Ausgeglichenheit des Talweges erkennen, der ursprünglich aus verschiedenen Stücken zusammengesetzt war. Erst der ausgeglichene Talweg ist dann von Luzern aufwärts, später rückläufig und dadurch unter seinen eigenen Wassern ertrunken, zum See geworden.

Zu welcher Zeit die Verlegung des Reußtalweges stattgefunden hat, läßt sich leider nicht näher ermitteln, weil die regelmäßigen diluvialen Schotterterrassen hier völlig fehlen. Wahrscheinlich gehört das Ereignis dem älteren Diluvium an.

Noch früher ging wohl der Reußweg von Brunnen geradlinig nach Norden hinaus über den „Sattel", der nach Schichten und Dislokationszone ganz gleich wie die Schwelle von Goldau gebaut ist. Der Ägeri-See, 737 m, spielt in diesem noch älteren Taltorso die gleiche Rolle wie der Zugersee in der Goldauerlinie. Die Lorze vom Ägerisee nach dem unteren Ende des Zugersees hat zum Teil auch einen alten Reußlauf wieder auszugraben versucht, ist aber vielfach davon abgeirrt. Auch der Taltorso Rothenturm-Biberbrugg, der mächtig mit Moränen aufgeschüttet ist, war wohl einst ein alter Reußweg.

Die Reuß hat demnach ihren Lauf in mehreren Perioden nach links verlegt. Erst ging er über Rothenturm—Biberbrugg ins Zürichseetal, hierauf über Ägerisee—Baar, dann über Goldau—Zugersee und endlich über Luzern.

Ablenkung der Reuß in das subalpine Streichen.

Eine andere große Wirkung der Dislokation der subalpinen Molasse bestand darin, daß aus den Alpen primär nach NW gehende Flußläufe abgeschnitten und im Streichen der aufgerichteten Molasse vereinigt wurden. Der Fall, den wir zunächst im Auge haben, greift in den eben besprochenen noch hinein, er muß aber etwas jünger sein:

Zur älteren Diluvialzeit floß die kleine Emme über Wolhusen nördlich weiter und bildete das Wiggertal. Die Engelbergeraa lief von Stans über Horw, Luzern, Sempacherseetal gegen Aarau. Ein dritter Fluß aus dem jetzigen Vierwaldstätterseegebiete, vielleicht die kurz vorher aus der Goldauerlinie abgelenkte Reuß, erreichte die Aare über Eschenbach, Baldegger-, Hallwilersee unter Lenzburg gerade bei ihrem Eintritt ins Aare-Quertal. Das mag die Stammlinie auch für den Juradurchbruch gewesen sein. Durch das untere alte Reußtal floß die Lorze.

Nun folgte gegen Ende der großen Interglazialzeit, dem Nordrande der alpin dislozierten Molasse entlang, noch als letzte Bewegung die Einsenkung des gesamten alpenwärts liegenden Gebietes (S. 189). Es bildete sich dort eine dem Alpenrande entlang laufende Sammelrinne. Die vier dadurch gequerten Talwege erhielten rückläufige Gefälle und ließen sich in die Rinne im Alpenrandstreichen gegen NE ablenken. Bei Wolhusen biegt die Emme aus nördlichem in östlichen Lauf über und läßt ihren alten Weg ca. 30 m höher zurück. Sempacherseetal und Baldegger—Hallwilerseetal verlieren ihre alpinen Oberläufe und bleiben deshalb wie das Wiggertal in ihrer Austiefung um 100, bezw. 70 m zurück. Die gesammelten Oberläufe der drei ersten Täler fließen nun in der streichenden Rinne zwischen rückläufig eingesunkener und alpin aufgerichteter Molasse gegen NW als Reuß und wenden sich erst westlich von Rothkreuz gegen N, wo sie vom alten Stammtal der Reuß zum Abfluß nach der Aare wieder aufgenommen werden. Der Einschnitt der vereinigten Wasser von Malters bis Frauental hat sich noch weiter vertieft, so daß die geschiebefreie Lorze mit Austiefung und Ausweitung auf der Strecke Zugersee—Frauental noch nicht nachzukommen vermochte. An ihr haben sich deshalb Wasserkräfte brauchende Industrien angesiedelt, während die des Oberlaufes beraubten Täler der Wigger, Suhr (Sempachersee) und das „Seetal" (Baldegger-Hallwilersee)

nun zu wenig Wasser für das geringe Gefälle haben, dadurch Stauung durch die Moränen der letzten Vergletscherung und Seebildung. Das untere von neuem belebte Reußtal aber zeigt statt Auffüllung frisch eingeschnittene Flußborde.

Bei dem besprochenen großen Ereignis der Flußablenkung ist wiederum, weil intramorän, keine nähere Zeitfolge bestimmbar. Im Hochterassenschotter des unteren Suhr- und Seetales finden sich typische Reußgerölle, so z. B. Windgällenporphyre. Die Ablenkung der Reuß ins Streichen des subalpinen Molasselandes fand also erst am Schluß der großen Interglazialzeit statt. Allerdings konnten Gletscherzungen solche Geschiebe dorthin gebracht haben, auch während unter dem Eise die ablenkende Rinne schon in Tätigkeit war. Sicher ist das Ereignis der Ablenkung jünger als die Hauptaustiefung der Täler, und diese fällt zwischen den Deckenschotter und die Hochterrasse. Dagegen ist es sicher älter als die letzte Vergletscherung: Vorstoß- und Rückzugsschotter sowie die Moränen der letzten Eiszeit kleistern auch das junge streichende Ablenkungs-Talstück aus, ohne Anzeichen späterer Dislokation. Das abgelenkte streichende Talstück ist durch Erosion und Einsenkung übertieft; die toten Sättel und Talstücke nach Sempachersee und Baldeggersee dagegen sind nicht übertieft.

In gleichem Sinne spricht noch folgende komplizierende Nebenerscheinung. Das streichende Ablenkungs-Talstück ist eigentlich von Littau bis Root auf 12 km Länge doppelt. Die äußere Rinne zwischen links horizontaler oder alpenwärts einsinkender und rechts alpenwärts aufsteigender Molasse, in der die Reuß jetzt fließt, wird begleitet von der durch die 1 km breite Rippe des Hundsrücken getrennten, isoklinalen subalpinen Molasserinne Rootsee bis Root. Diese letztere ist schmal und läuft quer zur Richtung des diluvialen Eises. Dennoch ist sie übertieft und gegen die Reuß durch die Moräne des Friedhofes von Luzern, gegen NE durch Schuttkegel der Wildbäche abgedämmt. Das nur unvollständig aufgefüllte Stück wird vom Rootsee eingenommen. In ihrer westlichen Verlängerung ist die Rootsee-Talrinne von der Emme durch das Delta von Littau abgedämmt. Die Randzone der subalpinen Molasse war schon vor ihrer ablenkenden Einsenkung gerippt. Gehört, was wahrscheinlich ist, die Rootseerinne zu den übertieften, oft mit Hochterrassenschotter eingefüllten Flußfurchen, so folgt daraus wiederum, daß die streichende Ablenkung der Reuß vom Sempachersee tal weg gegen die ältere Zugerseelinie jünger ist als Hochterrasse, älter als größte Vergletscherung.

Streichende Ablenkung der Linth.

Die Linth ist der Stammfluß des Glattales, die Sihl derjenige des Limmattales. Der Zürichsee ist von Schmerikon bis gegen Wädenswil ein streichendes Ablenkungsstück der Linth, das in ähnlicher Art symmetrisch der Reußstrecke Malters—Rothkreuz gebildet ist. Der tote oberste Teil des Glattales ist nicht übertieft, weil er außerhalb der alpinen Senkung liegt. Sein Felsboden ist 132 m höher als der jetzige Grund des Oberzürichsees. Die jüngere Talrinne, in der der obere Zürichsee liegt, ist dagegen übertieft. Hier befinden wir uns in der mit den Alpen eingesunkenen Molasse-Randzone. Der Unterschied gegenüber der Reuß liegt darin, daß hier die eingesunkene Zone nur mit Wasser, im Reußlauf mit Moräne und Kies gefüllt ist.

Da wie dort treffen wir auf dieselbe Reihenfolge der Vorgänge: Während des letzten Teiles der großen Interglazialzeit Ausbildung einer streichenden Dislokationsrinne, Ablenkung einzelner Talwegstücke in dieselbe und Amputation benachbarter Flüsse, Erosion im neuen Talweg mit Ausbildung der tiefsten Rinnen, dann Uebertiefung durch Gesamteinsenkung der Randzone, Seebildung und Schuttfüllung.

Westschweiz.

Ein Blick auf gute topographische Karten der Westschweiz lehrt uns, daß einst die alte Rhone über Attalens, durch das Tal der Broye über Moudon, Payerne, Murtnersee, Aarberg nach der Aare, und die alte Dranse durch die Vallée de la Venoye, Cossonay, Thièle, Yverdon, nach dem Neuenburgersee ins Jurarandtal flossen. Auch Lugeon hat diese Vermutung ausgesprochen. Schardt hält entgegen, daß dafür ein Beweis durch Geröllterrassen und charakteristische Geschiebe in diesen vermuteten alten alpinen Flußläufen fehle. Entweder sind diese Rinnen der Dranse und der Rhone

nur glaziale Abflußrinnen der vorletzten und letzten Vergletscherung, aus Zeiten, da der Gletscher das Becken des Lemansees nur noch wenig überbordete. Dann ist es selbstverständlich, daß linksseitiges Rhonematerial nicht in diese Rinnen gelangen konnte. Oder wir müssen uns vorstellen, daß in der Pliocänzeit die Läufe der Dranse und der Rhone nach N an den Jurarand gelangten. Dann könen wir in denselben nicht Kiesterrassen erwarten, weil es nördlich der Alpen überhaupt keine pliozänen Ablagerungen gibt. Das Lemanseebecken hat nachher diese Flußläufe ganz amputiert. Vielleicht hat eine alpine Randflexur dazu beigetragen, vielleicht Rückwärtserosion von der Unteren Rhone aus die Ablenkungen nach Westen erzeugt?

Aus der großen Tiefe des Lemansee-Grundes, 450 m unter der Talsohle dieser alten Talwege der Dranse und Rhone gegen N, muß ich schließen, daß die Ablenkung der alpinen Zuflüsse gegen W und damit die Anlage der Genferseefurche schon im Anfang der großen Interglazialzeit vorgezeichnet war.

Mit dem Umwenden des alten Rhonelaufes von der Richtung N nach W hängen auch Verschiebungen der Nebenflüsse zusammen. So floß die Veveyse in der Fortsetzung des SE-NW gerichteten Oberlaufes über Châtel—St. Denis gegen Palézieux und dann mit der Rhone nach N. Jetzt steht Châtel—St. Denis auf einem toten Paß-Sattel, und die Veveyse hat sich dort unter rechtem Winkel nach S in den Lemansee gewendet. Allein hier haben wohl die Dislokationen weniger direkt gewirkt, mehr die Vergletscherung.

Recht verwickelte Verhältnisse, verschiedene jüngere Ablenkungen, finden sich in der Wasserscheide-Region zwischen Rhone und Aare — oder enger begrenzt — zwischen Genfer- und Neuenburgersee.

Gewiß gibt es sehr viele Fälle im schweizerischen Molasselande, wo die Talwege durch Dislokationen in der Pliocänzeit und sogar noch während der Diluvialzeit verlegt worden sind, wenn auch der Gesamtklotz des Molasselandes mit Ausnahme der subalpinen Randzone in der Diluvialzeit ziemlich starr geblieben ist.

II. Abwitterung und Abtrag.

Mehrere Vorgänge arbeiteten stets zusammen. Im ganzen war es 1.) Verwitterung (Auflösung, Frostzersplitterung, Solifluktion, Abrutschen usw.) und 2.) Erosion durch fließende Wasser (Exportieren der Verwitterungsspähne, Abspülen, Einschneiden von Schluchten, Serpentinenbildung und dadurch Verbreiterung der Täler mit unterschneidenden konkaven Gehängebögen). Nr. 1 vermindert, Nr. 2 vermehrt die Gehängeböschungen, Nr 1 häuft Schutt am Fuße der Gehänge an, Nr. 2 räumt ihn wieder aus und verträgt ihn auf größere Distanzen.

Abwitterungsformen.

Die Verwitterung arbeitet im kleinen nach der Zerstörbarkeit der Schichten. Überall präpariert sie die festeren Schichten in Kanten und Treppen heraus und gibt den leicht zerstörbaren flachere Außenböschung. Je stärker der Unterschied in der Verwitterbarkeit der verschiedenen Bänke, desto ausgeprägter die Treppengestalt der Gehänge. Die Nagelfluhregionen der Molasse stehen in dieser Beziehung wohl unübertroffen da. Schon aus großer Entfernung zeichnet sich die Schichtlage. Besonders auffallend ist dies im Winter, wenn Schnee die flachen Gesimse bedeckt. Vielfach sind die Nagelfluhbänke bewaldet oder wenigstens trägt ihre Oberkante und ihr Schuttfuß einen Saum von Bäumen, während die Mergelflächen zu Wiesen, Reben oder Äckern umgewandelt worden sind. Die Regelmäßigkeit der Bänderung wird hie und da durch Moränen und kleinere oder größere Bergstürze unterbrochen.

Der bekannteste Berg von diesem Charakter ist die Rigi. Den Namen verdankt er eben seiner Struktur (Riginen = Gesimse, Rigi = die Gesimste). Die Rigibahnen folgen soviel als möglich den flachen Schichtstufen, hie und da hart am Rande auf den Köpfen der Nagelfluhbänke, d. h. den Kanten der Gesimse.

Man sieht von weitem die Nagelfluhbänke von der N-Seite der Rigi durch die Talschwelle Arth-Goldau ununterbrochen bis über den Roßberg hinauf sich fortsetzen und an der S-Seite von der Gipfelkante schief abfallend bis zum Eintauchen in den See. Noch ausgeprägter und mannigfaltiger sind diese getreppten Bergformen im Toggenburg und im Appenzellerland verbreitet. Am Schäniserberg und Speer, dem höchsten Nagelfluhgipfel, 1954 m, wo die Schichten viel steiler stehen als an der Rigi, bilden die etwas schief zum Streichen laufenden Gräte ungeheure Sägen. Der Stockberg repetiert den Speer und die Rigi. In der ganzen Zone wiederholen sich diese Gestalten, und da am südlichsten und höchsten Kamm der subalpinen Molasse die Schichten alpeneinwärts fallen, so wenden seine Berge alle ihr steiles Profil gegen das Molasseland hinaus.

Fig. 58.

Landschaftsbild aus der subalpinen Molasse.

Im Vordergrund Profil durch eine Zone schwachen Schichtfalles, Nagelfluhschichten wechseln mit Sandsteinen und Mergeln, hinten links Berg mit flacher, rechts mit stark geneigter, Mitte hinten mit steiler Schichtung.

Bei schwach geneigter Lage der Molasse entstehen oft allerliebste Isoklinal-Landschaften (Fig. 58 Vordergrund). Weite ebene Flächen steigen sanft alpenwärts an; wir kommen plötzlich an einen Kantenrand. Auf demselben stehen die Bauernhöfe. Es folgt ein steiler Abfall, 10, 20, 30 m über den Abbruch einer festen Sandstein- oder Nagelfluhbank und unten zunächst eine sumpfige Wiese. Solche Gebiete sind z. B. die Region zwischen Cham (am Zugersee) und Rothkreuz, wo man die Regelmäßigkeit der Rippung vom Bahnzuge aus sehen kann. Ähnlich ist die südwestliche Fortsetzung dieser Zone in der Umgebung Eschenbach—Rothenburg gebaut. Zwischen Goldingen—Rüti—Hombrechtikon (Kt. Zürich) und dem Zürichsee sind prägnante Isoklinal-Landschaften herausmodelliert. Bei stärkerer Neigung der Molasseschichten wird die Rippung schärfer und kräftiger und die Landschaft der Isoklinaltälchen immer markanter gegliedert. Der ganze nördliche Strich der subalpinen Molasse weist Hügellandschaften dieser Art auf. Die Bodengestalt bedingt die zerstreute Siedelung (Umgebung von St. Gallen, Kt. Appenzell, Zone zwischen Vierwaldstätter- und Rootsee usw.).

Aber auch bei flacher Schichtlage sehen wir im Nagelfluhgebiete des Molasselandes oft schon aus der Ferne die schöne Stufung. Das Tößstock- und Napfgebiet sind mustergültige Landschaften dieser Art. Im Gebiet des westschweizerischen Molasseplateaus sind isoliert ausgeprägte Hügel meistens als Nagelfluh-Relikte oder Relikte der marinen Molasse (Romont) entstanden.

Viele Flachstufen der Abwitterung sind mit Moränen und erratischen Blöcken bestreut, z. T. also schon im Diluvium entstanden.

Das Längsprofil der kleineren steileren Wasserwege ist nach der Gesteinfestigkeit ausgeprägt gestuft und hat Stromschnellen und Wasserfälle. Größere Flußwege haben sich in festem und unfestem Gestein schon in gleiche Tiefe eingeschnitten, während sich größere Gesteinsfestigkeit noch in Talverengerungen, geringere hingegen in Erweiterungen ausspricht. Wir wollen nun aber versuchen, die Abwitterung und Abspülung des Molasselandes nicht nur in ihren kleineren Formen, sondern auch in ihren größeren Zügen zu fassen.

Wenn, wie in der breiten subalpinen Zone zwischen Linth und Rhein, mehrere ganze Zonen fester Nagelfluhbänke mit Zonen von weicheren Sandsteinen und Mergeln abwechseln, so zeigt sich das Herauspräparieren der Nagelfluh auch im großen. Die Berggräte sind dann alle aus Nagelfluhzonen gebildet, die Tal- und Sattelzüge folgen den Mergeln und Sandsteinen (Taf. VI und VII).

Ein Blick auf die geologische Karte der Schweiz lehrt uns, daß das gesamte Niveau am höchsten, das Molassegebirge am kräftigsten eben da erhalten ist, wo die Nagelfluh vorherrscht. Dies ist in der subalpinen Zone bei schiefer Schichtlage prägnant, es wird noch viel einleuchtender bei Horizontalschichtung, wie uns die beiden obermiöcänen Haupt-Nagelfluhgruppen: Tößgebiet und Napfgebiet, lehren. Gilliéron weist darauf hin, daß das Molasseplateau von Freiburg von der alpinen Flyschzone fast durchwegs durch der letzteren entlang laufende Längstalstücke getrennt ist, weil solche sich hier in den sehr leicht zerstörbaren oligocänen Mergeln gut ausbilden konnten.

Der Abtrag seit dem Sarmatien.

Wir sind schon bei früherer Gelegenheit (S. 284) den Spuren der prädiluvialen Oberfläche unseres Molasselandes nachgegangen und haben dieselbe als eine N und NW fallende Fastebene kennen gelernt. Der jüngste vorangegangene Auftrag war sarmatisch (Tortonien = unteres Sarmatien). Auftrag hat sich etwa zur pontischen Zeit in Abrasion gewendet. Die präglaziale Oberfläche selbst war eine pliocäne Erosionsfläche, die an verschiedenen Orten in verschiedene Stufen der Molasse und deren mesozoische Unterlage eingeschnitten lag. Wo sich der vordiluviale Abtrag am geringsten bemißt, betrug er wahrscheinlich doch über 100 m, in der Regel 200 bis 500 m, gegen die Westschweiz hin vielleicht noch viel mehr, und zwar ganz abgesehen vom Abtrag in der subalpin gefalteten Zone. Möglicherweise ist der pliocäne Molasseabtrag von der höchsten Aufschüttungsoberfläche der Molasse bis auf die präglaziale Oberfläche hinab größer als derjenige der Diluvialzeit. Der größte Unterschied aber liegt darin, daß der erstere das Land zur Fastebene abgeschält, der letztere aber darin ein Erosionsgebirge heraus-

präpariert hat. Der Rheinlauf durch den Klettgau hinab bis Basel, der Limmat-, Reuß- und Aaredurchbruch durch den Jura hatten sich schon in der Pliocänzeit ausgebildet, denn hier ist D_1 bereits als Terrasse zwischen Talflanken eingelagert, während er weiter im S und SE die höchsten Berge des Molasselandes krönt. Wahrscheinlich war auch der Rhonedurchbruch durch den Westjura schon in der Pliocänzeit entstanden; er ist dann freilich in der Ausbildung weit hinter den östlichen Durchbruchstälern im Jura zurückgeblieben. Das Diluvium hat alle diese Hauptwasserwege als untiefe Talfurchen übernommen und nachher mächtig ausgearbeitet.

Der Abtrag im Diluvium.

Die Ausspühlung in der ersten Interglazialzeit (Günz-Mindel) zwischen beiden Deckenschottern führte zu einer weiteren Vertiefung der Flußläufe um 80—160 m. Weitaus am bedeutendsten arbeitete aber die Talbildung im Molasseland zwischen der Zeit des jüngeren Deckenschotters und dem Anfang des Hochterrassenschotters; d. h. in der großen Interglazialzeit. Da erreicht die Vertiefung der Täler 100—500 m. Die Austiefung ist wieder viel geringer zwischen Hochterrasse und Niederterrasse; hier hat sogar oft Aufschüttung das Übergewicht. Zwischen Niederterrasse und den jetzigen Flußläufen kam ein Einschneiden um 20—80 m zustande. Die heutigen Flußwege sind wie folgt unter die präglaziale Oberfläche vertieft: bei Basel 110 m, bei Waldshut 180 m, am Ausfluß des Bodensees 280 m, im Aargauer Seetal 340 m, im Zürichseegebiet 460 m. Die diluvialen und alluvialen Aufschüttungen der Talböden sollten noch hinzugerechnet werden, um die Erosionsarbeit der Diluvialperiode zu bemessen. Die Fluvioglazial-Schotter beweisen uns, daß während der Vergletscherungen außerhalb der Gletscher meistens aufgeschüttet worden ist (Günz-Deckenschotter 30 m + Mindel-Deckenschotter 20 m + Hochterrassenschotter 100—200 m + Niederterrassenschotter 20 m, Summa = 170—270 m). Jeweilen ist in den Interglazialzeiten die glazial akkumulierte Aufschüttung wieder ausgetieft worden, bevor weitere Vertiefung stattfinden konnte. — Verglichen S. 278 und Tafel XIII und XIIIa. Im ganzen ist in der Diluvialzeit folgende Arbeit geleistet worden:

Gebiete	Summe der glazialen Aufschüttung in m	Summe der diluvialen Erosionsvertiefung in m	Gebliebene Talaustiefung in m
Bodensee	160—180	460	280
Glattfelden	181	441	260
Zürich	ca. 250	ca. 650	400
Albis—Zürichseegrund	ca. 130	ca. 760	630

Die extramoräne Einschachtelung der Täler mit den jüngeren Schottern in die älteren beweist, daß die Talaustiefung jeweilen in den Interglazialzeiten, also nicht durch Gletscher, sondern Flußerosion eingetreten ist. Sollte sie nun intramorän anderer Art und Zeit sein? Muß sie nicht gleichzeitig talaufwärts innerhalb der Ausdehnungsgebiete der verschwundenen Gletscher interglazial ebenso gearbeitet haben? Auch die Annahme, daß die vorrückenden Gletscher unmittelbar vor der Akkumulation mit Moränen stark austiefend gewirkt hätten, ist unzulässig, denn die Eiszeiten

Alb. Heim, Geologie der Schweiz. Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

POSTGLACIALE EROSIONSSCHLUCHT DER SENSE IN MOLASSESANDSTEIN

gesehen von der Ruine Grasburg bei Schwarzenburg, Ct. Bern.

Phot. H. Mettler

beginnen oft mit Vorstoßschottern, die unter Moränen noch erhalten sind. Im ganzen hat die Diluvialzeit im Molasselande viel mehr erodiert als aufgeschüttet. Wir erkennen dies daran, daß auch die meisten stark diluvial aufgeschütteten Flächen doch tief unter dem Niveau der präglazialen Oberfläche liegen. Das Pliocän hat die ganze Fläche der Molasse um mehrere hundert Meter erniedrigt, das Diluvium hat hauptsächlich die Täler in die neue Fläche eingegraben. Für letzteres schätze ich den mittleren, auf die ganze Fläche des Molasselandes verteilten Abtrag auf etwa 200 m, die mittlere Aufschüttung auf (?) 25 bis 40 m.

Unterschied in den Abtragformen der Ost- und Westschweiz.

Die Abtraggestaltung des Molasselandes zeigt zwischen Ost- und Westschweiz einen auffallenden Unterschied. In den Gebieten von Rhein, Thur, Linth, Reuß herrschen die tieferen Flächen, die Talböden und Gehänge in ihrer Flächenausdehnung über die Bergrücken vor. Weite Täler trennen schmalere Rücken, die mehr und mehr aufgezehrt werden. Die Höhendifferenzen von Berg und Tal betragen im Mittel 200—400 m. Gegen Westen folgen Übergänge bis zu demjenigen Typus, wo das Land eine weite Hochfläche darstellt, in welcher die Flußtäler schmale geschlängelte, jung eingegrabene Furchen sind. Zugleich bleibt der Höhenunterschied von Hochfläche zu Flußlauf meistens zwischen 50 und 100 m

Mittel- und Ostschweiz (Basis = Meerniveau).

Westschweiz (Basis = ca. 250 m).

Fig. 59.

Oberflächencharakter des Molasselandes in Profilen, Unterschied von Mittel- und Ostschweiz einerseits, Westschweiz andererseits.

oder er erreicht selten 200 m. Wenn wir in Übereinstimmung mit Brückner den Friesenberg NW Bern 820 m, den Mont Gibloux SW Fribourg 1200 m, den Jorat NE Lausanne 928 m als Reste der präglazialen Oberfläche der Westschweiz annehmen, obschon dies wegen Mangel an Deckenschotter eine bloß morphologische Wahrscheinlichkeit ist, dann ergibt sich eine mittlere Erniedrigung der jetzt welligen moränenbedeckten Hochfläche von Bern bis Genf unter die präglaziale Oberfläche um etwa 200 m. Die jungen Molasseabstürze zu den jetzigen vielfach erst postglazial eingeschnittenen Flußläufen (Aare von Bern bis Aarberg, Sense Tafel XIV, Saane, Broye usw.) betragen dazu noch weitere 100 bis 200 m. Die Jugendlichkeit der letzteren spricht sich in der Steilheit und in den zahlreichen Kahlstellen ihrer

Gehänge aus im Gegensatz zu den sanften, breit terrassierten, moränenbekleisterten Tallehnen der Ostschweiz. So kommt es auch, daß in der Ostschweiz die größeren Siedelungen in den Tälern, in der Westschweiz mehr auf dem Plateau liegen, über welches nur noch einzelne „Zeugen" hervorragen. Freilich macht das Tal des Lemansee davon wieder eine Ausnahme. Indessen bleibt auch hier gegenüber der östlichen Schweiz wieder der Unterschied, daß der Lemansee nicht von Molassekämmen oder -rücken, sondern vom Molasseplateau begleitet wird, in das er eingetieft ist.

Vom Neuenburgersee bis zum Durchbruch der Rhone durch den Jura in der Region zwischen Genfersee und Jura ist oft in überraschender Deutlichkeit die weite moränenbedeckte allgemeine Hochfläche ausgebildet, über welche hinaus nur noch wenige Molassezeugenberge in Form von Gletscherrundhöckern vorragen und in welche die jung- oder postglazialen Täler 60—100 m tief eingegraben sind.

In einigen Gebieten des westschweizerischen Molasselandes scheinen mehrere Plateauflächen von verschiedenen Höhen zwischen die Reste der präglazialen Fläche eingestuft zu sein; ihr Zusammenhang springt vielfach deutlich in die Augen.

Diese Differenz in der Oberflächenform der Ost- und Westschweiz — dort die breiten Talgründe, hier die breiten Hochflächen — beruht wohl zum Teil darin, daß in der Westschweiz die zusammenhängendere und andauerndere Eisbedeckung der Flußerosion weniger Raum gelassen hat, und daß eine sinkende Erosionsbasis wie der Rheintalgraben nicht ins Spiel getreten ist.

Tößstock und Napf.

Die reinsten schönsten Erosionslandschaften im Molasselande weisen die beiden großen Nagelfluhgebiete mit ungestörter Schichtlage auf: Tößstock und Napf. Die Reinheit und Klarheit dieser Erosionslandschaften beruhen aber weniger darauf, daß sie nur zum Teil vergletschert waren, als darin, daß die Entwicklung dieser Gebiete sehr einfach und ungestört verlaufen ist. Nach der Vertikalhebung haben hier Verwitterung und Ausspülung bei flacher Schichtlage keine wesentliche Störung erfahren. Weder Unterbrüche mit folgender Neubelebung, noch Störungen durch mehrfache Vergletscherung, noch weitere Dislokationen sind vorgekommen. Die Vergletscherung überflutete diese Gebiete nur einmal und nicht lange. Die Täler sind nach dem einfachsten Typus in einmaliger Durchführung seit der Pliocänzeit gebildet, im Gegensatz zu der oft unentwirrbaren Fülle von wechselvollen Schicksalen, welche z. B. das Reußtal erfahren hat, bis seine Sohle durch wohl etwa 6 km oder mehr Gestein hinab sich während und nach der Faltung der Alpen von der Oligocänzeit bis heute eingegraben hatte.

Ein sehr gutes Bild der Erosionstalformen und der gesamten Geologie eines Teiles des Tößtales gibt die geologische Karte von Jul. Weber (Mitt. naturw. Ges. Winterthur 1908). Aus dieser ist ersichtlich, daß ein großer Teil der serpentinisierten Austiefung des Tößtales in die Molasse hinab jünger ist, als die Überdeckung des Landes mit Moränen der beiden letzten Vergletscherungen und sogar mit Terrassenkies der letzten Eiszeit. Der Kies bildet über der Molasse

und auf der aufliegenden Grundmoräne ausgezeichnete ebene Terrassen (bei Wildberg, Langenhard, Dettenried usw.) von 100 bis 120 m Höhe über dem Talboden, die sich W oberhalb Turbental an die Rückzugsmoräne von Egg anlehnen.

Vergleich mit dem Juragebirge.

Einen ganz andern Charakter hat der Molasseabtrag im Juragebirge angenommen. Wir haben früher gesehen, daß die Molasse ursprünglich über den ganzen Jura hinüber gegangen ist. Offenbar wurde sie bei der Faltung zunächst über den Juragewölben am stärksten exponiert, am meisten zerrissen und abgetragen. Der Verwitterungs- und Abspühlungsabtrag arbeitet im schwer durchlässigen Gestein — und das war hier die Molasse — stärker und nimmt auf festem, aber durchlässigem Gestein rasch ab, indem dann ein großer Teil des Wassers zur Versickerung und Quellbildung gelangt. So schälte die Verwitterung und Abspühlung die Molasse mehr und mehr von den Juragewölben weg. Ihre Relikte sind im Juragebirge nicht Berge, „Zeugenberge", sondern Füllungen von tektonischen Mulden. Molasse liegt noch in allen tieferen Mulden unter der allgemeinen Bodenhöhe und ebenso noch auf dem Südrand des Plateaujura, wo er vom Kettenjura überschoben worden ist. Im Juragebirge ist also an den ausgesetzten Stellen die ganze Molasse abgetragen worden. Die Jurakalkketten sind aus ihrer Molassehülle herausgeschält worden.

Keine Formung durch unterirdische Erosion im Molasselande.

Es gibt Länder, deren Oberflächengestaltung vielfach die Spuren unterirdischer Erosion aufweisen wie die Karstländer. Unsere Molasse ist dafür im ganzen zu schwer durchlässig und zugleich meistens zu unvollkommen löslich in Wasser. Unterirdische Wasserläufe von Bedeutung kommen in der Molasse selbst nicht vor. Nur kleine Quellen fließen hie und da in den Sandsteinbänken oder Spalten der Nagelfluhschichten zwischen den Mergellagern. Über $^9/_{10}$ der Quellen des Molasselandes kommen aus dem Diluvium oder dem alluvialen Schutt, kaum $^1/_{10}$ sind Molasseschicht- oder Molassespaltquellen. Fast immer spielt die Molasse die Rolle einer undurchlässigen und deshalb auch unauslaugbaren Unterlage. Karstphenomene, besonders Einsenkungen nach unterirdischen Wasserläufen, sieht man hie und da in Schottern, aber auch das ist eine Seltenheit. Im besondern erweisen sich die Seen des Molasselandes nirgends als Einsenkungsbecken nach unterirdischen Erosionen. Im ganzen dürfen wir wohl sagen, daß unterirdische Erosion an der Oberflächengestaltung des schweizerischen Molasselandes nicht beteiligt ist.

Zusammenfassung.

Reste der ursprünglichen miocänen Aufschüttungsoberfläche der Molasse können wir kaum mehr angeben; Reste einer festländischen Abwitterungs- und Abspühlungsoberfläche aus dem Ende der Pliocänzeit sind noch vorhanden, aber sehr spärlich (Unterlage des höheren Deckenschotters). Mehr als 95 % der Oberfläche ist unter diese präglaziale Fastebene vertieft. Die Ablagerungen der beiden ersten Vergletscherungen sind nur noch auf den Reliktenplateau spärlich zu finden; diejenigen der beiden

letzten Eiszeiten dagegen kleiden, untereinander vielfach gemischt, die tief denudierten Täler und ihre Gehänge aus. Mehr als $^3/_4$ der gesamten reichen Modellierung des Molasselandes unter die pliocäne Landoberfläche hinab hat zwischen den beiden ersten Vergletscherungen einerseits und den beiden letzten Vergletscherungen andererseits, d. h. in der großen Interglazialzeit stattgefunden. Das Formende waren vor allem die Flüsse und Bäche im Bunde mit der Verwitterung. Die Molasseberge mit flacher Schichtung sind nicht als Berge geboren, sondern passiv als die bis jetzt verschonten Ruinen aus der früheren Masse herauspräpariert worden. Das schweizerische Mittelland ist ein erst in sehr junger Zeit — mittleres Diluvium — herausmodelliertes Erosionsgebirge, das dann wieder im jüngeren Diluvium durch die vorletzte und letzte Vergletscherung, besonders in den Talwegen, mehr Aufschüttung als Abtrag erfahren hat.

III. Vergleichendes über Fluß- und Gletscherwirkung in unserem Lande.

Oberflächengliederung in vergletscherten und nicht vergletscherten Gebieten des Molasselandes, Deutung derselben.

Wenn wir den Grad der Oberflächengliederung, ihre Kleinformen im Verhältnis zu den größeren Gestaltungszügen ins Auge fassen, am allerdeutlichsten, wenn wir ganz gute Karten oder Reliefs in größeren Maßstäben mit feiner Modellierung der kleinsten Gestalten durchmustern, dann fällt uns im Molasselande sofort ein großer Unterschied in der Oberflächenform derjenigen Gebiete auf, die zur Zeit der letzten Vergletscherung vom Eise überflutet waren, gegenüber denjenigen, die damals vom Eis nicht mehr erreicht worden sind. Die ersteren sind einfacher, sanfter, glatter, mit geringeren Böschungen gestaltet; scharfe, junge Erosionsformen sind spärlich und eng begrenzt. Die extramoränen Gebiete dagegen zeigen die Rinnsale durchweg in viel dichterem Netz, feiner ausgearbeitet, reichlicher verzweigt; sie sind stärker gegliedert und haben häufiger wechselnde und vielfach maximale Böschungen. Die Anhänger einer mächtigen Glazialerosion erklären die einfacheren glatteren Formen durch Glazialerosion, die jede scharfe Gliederung weggeschliffen habe. Niemand kann bezweifeln, daß die Glazialerosion dabei mit gewirkt hat, der Unterschied der beiden Auffassungen ist lediglich quantitativer Art

Angesichts der 10 bis 150 m mächtigen Grundmoränen in solchen Gebieten und des Umstandes, daß die Vergletscherungsgebiete mit Ausnahme der Seebecken nicht tiefer abgetragen, sondern eher höher aufgeschüttet sind, angesichts ferner der so oft direkt beobachteten Erscheinung, daß Moränen eine Menge von älteren schärferen Gehängerinnen einfüllen, halte ich diesen auffälligen Formenunterschied für zum größeren Teil durch folgende Ursachen bedingt:

1. Relativ sehr starker Schutz des vom Gletscher bedeckten Untergrundes durch den Gletscher selbst gegen Verwitterung, Zergliederung und Durchtalung durch Erosion.

2. Auffüllung, ausgleichende Überkleisterung des Molasseuntergrundes durch Moränen und fluvioglaziale Schotter. Der Gletscher ist auf seinen eigenen Moränen gewandert.

3. Besonders mannigfaltige Erosions-Durchfurchung außerhalb der Gletscher, teils durch die vielen zeitweilig wechselnden Gletscherausflüsse, teils durch die dort ungehinderte Verwitterung und Erosion überhaupt.

Auch ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß im Molasselande einzelne Bergrücken abgerundet und stellenweise deren orographische Gliederung durch Glazialerosion wesentlich vereinfacht und abgestumpft worden ist, und daß Talläufe, die der Gletschererosion gerade gut in die Richtung paßten, durch dieselbe erweitert und in ihren Formen vereinfacht worden sind, ferner daß vielleicht einzelne seichte Seebecken durch den Gletscher ausgeschliffen, andere schon vorhandene etwas vertieft worden sind. Das untere Thurtal, das Tal Örlikon—Katzensee—Würenlos, das Zürichseetal, das Tal vom unteren Zugersee bis Mellingen, das Baldegger—Hallwilerseetal, Sempacherseetal, der Talstrich Payerne—Murtensee—Solothurn und der Talstrich Bern—Wangen, das Gürbetal und einige andere lassen solche Formen erkennen, die aber auch in großem Gegensatz zu den Formen der inneralpinen und extramoränen Täler stehen. Ihr Querschnitt ist breit, schüssel- oder muldenförmig. Die Gehänge sind ausgeglichen gerundet, glatt, ohne vorspringende Kulissen. Der jetzt das Tal durchfließende Wasserlauf ist relativ schwach. Diese Täler sind in der Hauptsache tote Täler — nur dadurch konnte sich dieser Formencharakter erhalten. Im einzelnen stehen aber auch hier einem scharfen Beweis für stärkere Gletschererosion wieder manche Hindernisse im Wege. Da wo, wie z. B. an den Abhängen oberhalb Montreux (Schardt), am Zürichberg, bei Richterswil, Wädenswil usw. (Alb. Heim), bei Bern (Baltzer) usw. und an vielen anderen Stellen, unter den flachen Landschaften durch jüngste Erosionen oder künstliche Eingriffe (Wasserfassungsstollen, Bahnhofbau Bern usw.), eine scharfe Gliederung im Fels mit Tälchen zum Vorschein kommt, die oberflächlich mit Moränen ausgefüllt sind, da ist die relative Ausgeglichenheit der jetzigen Oberfläche eben nicht durch Abschleifen, sondern mehr durch Zuschütten und Auskleistern mit Moränen bedingt. Die ausgeglichen einförmigen Gestalten sind vielfach ganz in Diluvialschutt gebettet, die Felsformen darunter kennen wir nicht.

Becken, wie dasjenige des Greifensees, Sempacher-, Hallwiler-, Baldeggersees, auch dasjenige des Neuenburger- und Bielersees, sind nicht als reine Felsbecken nachgewiesen. Talwärts finden wir keine durchgehenden anstehenden Felsriegel im Talweg, die höher stünden, als der Seegrund. Mächtige Aufschüttung geht in tiefen Rinnen um epigenetische Talstücke herum bis nach Basel und in den Rheintalgraben hinab. Auch Oskar Frey stellt fest, daß auch intramoränisch die meisten Talrinnen zwischen Reuß und Emme vor der größten oder vor der letzten Vergletscherung bedeutend tiefer waren, als jetzt; die letzte Vergletscherung hat also die Talwege nicht vertieft, sondern aufgeschüttet.

Difluenzsporne.

Wirkliche Erosion durch das Eis, dadurch zugleich kahl gefegten Fels fast ohne Moränenbekleidung und hie und da mit in der Gletscherbewegungsrichtung

länglichen Felsschliffbuckeln, treffen wir besonders an präexistenten Bergspornen, die eine Teilung der Eisströme erzwingen mußten. Das waren die exponierten Stoßstellen des Eishobels. Solches ist zu beobachten an der östlichen Seite des Schienerberges zwischen dem Zeller- und Untersee (Bodensee), am östlichen Teil des Seerückens zwischen Bodensee und Thur, im Gebiet von Hombrechtikon zwischen Zürichsee- und Greifenseetal, im Gebiet SE an der Scheide zwischen Reuß- und Baldeggerseetal, zwischen Baldegger- und Sempacherseetal, am Mont Pélerin, Mont Jorat und ähnlichen mehr. Da beherrschen die Gletscherschliffformen das Detail, sind aber nicht im großen zu finden. Für solche Stellen ist das Wort Difluenzsporne geprägt worden.

Die Umgebung von Hombrechtikon ist das auffallendste Gletschererosionsgebiet, das ich im schweizerischen Molasselande kenne. Die Mergel sind zu seichten Wannen ausgerieben, die Nagelfluhbänke bilden oben gerundete trennende Schwellen quer zur Eisrichtung. Den kleinen Egelsee, Lützelsee und eine Anzahl kleiner seichter Torfbecken der dortigen Gegend anerkenne ich unbedingt als durch den Gletscher ausgeschliffen oder doch ausgeräumt. Von Moränen ist fast nichts zu finden. Hie und da nur liegt oder lag ein vereinzelter erratischer Block. Aber es handelt sich nur um Kleinarbeit an der großen, dem Gletscher entgegenstehenden Bergfläche. Die ca. 100 m hohe Schwelle zwischen Zürichsee und Greifensee, der Bergrücken von Bubikon—Hombrechtikon—Ötwil—Pfannenstiel ist geblieben und hat den Gletscher geteilt; der Gletscher hat diesen Difluenzsporn überflossen und etwas angeschliffen, aber nicht bewältigt, nicht weggeräumt.

Gerade die Difluenzsporne mit ihrer großen Gleschererosion im Kleinen zeigen die Kleinheit der Gletscherwirkung im Großen; sie stehen noch da!

Flußerosionsterrassen im Fels.

Wo die vor der letzten oder gar vor der vorletzten Vergletscherung interglazial geformten tieferen Gehänge der Molasse — was leider nur ausnahmsweise der Fall ist — in ihren Formen nicht durch aufgesetzten Gletscherschutt verhüllt sind, da kommen unter den Moränen und Schottern die Reste der typischen alten Terrassierung durch Flußerosion zum Vorschein, wie sie immer der Wechsel von Zeiten des Einschneidens (Stadium I) mit Zeiten der Verbreiterung (Stadium II) ergibt, und diese Terrassierung verläuft in ihren Kanten unabhängig von der Schichtung. Nur oberflächliche oder voreingenommene Beobachtung kann die Flußerosionsterrassen in der Molasse mit den nach der verschiedenen Resistenz der Schichten herauspräparierten Verwitterungstreppen verwechseln.

Die weitaus schärfsten und schönsten Erosionsterrassen dieser Art an Molassegehängen, die ich kenne, findet man beiderseits des Zürichsees, mit normalem Gefälle rechtsseitig von Stäfa bis Zollikon und linksseitig von Horgen bis Rüschlikon und mit rückläufig dislociertem Gefälle talaufwärts von Stäfa und Horgen. Die Terrassen sind am Seegehänge noch unter Wasser zu verfolgen. Sie sind in ihren Formen von Verwitterungsschichtstufen total verschieden und werden von den Linien der Schichtköpfe schief geschnitten. Wir kommen hierauf im Abschnitt über die Bildung der Randseen zurück. Erosionsterrassen in Molasse sind überall da zu sehen, wo nicht glaziale Ablagerungen die Molasseformen bedecken, z. B. See-

rücken am Abhang ob Weinfelden und ob Ermatingen, am Grunde des Bodensees, an den Gehängen in der Umgebung von Uznach, sowie zwischen Lachen und Siebnen. An den beiden letzten Orten schneidet die regelmäßig talauswärts fallende Terrassierung die Schichtköpfe der sehr steil gestellten Molasse. Bei Sempach und am Nordabhang des Thunersees sind Erosionsterrassen in der Molasse gut entwickelt. Mühlberg hat Felserosionsterrassen in der Beznau (Unter-Aaretal), in Aarau und bei Brugg unter Niederterrassenkies und Moränen gut ausgebildet gefunden.

Es sind das alles Stellen, die der Gletscher der größten und meistens der letzten Vergletscherung mächtig überflutet hat. Man kann diese Molasse-Erosionsterrassen nicht als „Trogränder" abtun. Der Gletscher hat sie auch nicht wegzuschleifen vermocht, wohl aber vielerorts mit seinen Moränen überschüttet. Man sieht die Terrassen unter die Moränen hineinstechen. Sie haben meistens viel geringeres Gefälle als der an den Seitenmoränen erkenntliche Gletscherrand. Sie beweisen, daß die große Durchtalung des Molasselandes Fluß- und Verwitterungsarbeit war.

Einfluß der Vergletscherung auf die Ausbildung von Talwegen.

Noch nie ist im Molasselande ein Fall entdeckt worden, wo ein Gletscher durch Glazialerosion einen neuen Talweg geschaffen hätte. Selbst in den Schriften der intensivsten Anhänger starker Glazialerosion fand ich keinen solchen erwähnt. Dagegen kennen wir viele Fälle, wo der Fluß den vom Haupteisstrom eingeschlagenen Weg verlassen hat. Der Gletscher fließt zunächst durch die präexistenten Flußerosionswege. Wenn er sie überbordet oder gar in anderer Richtung überfließt, so überwältigt er ihre Formen doch nicht. Er reibt einen Überlaufsattel etwas breiter und tiefer aus, verschiebt eine Wasserscheide; er verbreitert ein Tal, das ihm gerade gut in seine Strömungsrichtung paßt. Er erniedrigt Hügel, über die er gehen muß, um einige Meter und läßt Talfurchen, die dazwischen in Querrichtung verlaufen, unverändert oder schüttet sie zu. Schmilzt er weg, so teilt sich das Wasser in die alten und neuen Furchen. Der Gletscher lenkt Flüsse nicht durch seine Aushoblung neuer Talwege ab, sondern durch sein Aufschütten von Abdämmungen. Immer war die Wassererosion der Pionier der Talbildung; sie hat viel anhaltender gearbeitet als der nur zeitweise vorhandene Gletscher, und stets spricht das Wasser zum ersten auch das letzte Wort. Der durchgreifende, gewaltige Einfluß, den die Vergletscherung auf die Gestaltung des Molasselandes ausgeübt hat, besteht nicht im Auspflügen von Talwegen, sondern zunächst darin, daß die Gletscher durch ihr Eis oder durch ihre Moränen massenhaft Talwege vorübergehend oder dauernd verriegelt, neue Wasserscheiden aufgeschüttet und die erodierenden Flüsse dadurch auf andere neue Wege gedrängt haben. Ferner haben die Gletscher durch ihre Schmelzwasser selbst kräftig erodierende Flüsse an Stellen hingesetzt, wo solche ohne die Gletscher aus Mangel an Sammelgebiet niemals entstanden wären. Dazu kommt noch, daß sich diese Vorgänge immer wieder nach dem wechselnden Eisstande änderten. Mit dem Rückzug der Gletscher wurden sehr viele dieser „glazialen Abflußrinnen"

wieder trocken und in ihrer Vertiefung tot gelegt, andere wurden von einem kleineren Wasser benutzt als früher. Sie haben zu Hunderten größere und kleinere tote und halbtote Tälchen gebildet, die oft mit Vorliebe für Verkehrswege aufgesucht worden sind (Bahnlinien Singen—Schaffhausen, Sirnach—Elgg—Winterthur, Bern—Langental, Kluse von Entreroches usw.). Das fließende Wasser hat sie geschaffen. Der Gletscher hatte das Wasser auf jene Wege gewiesen. Das fließende Wasser war der Arbeiter, der Gletscher war der Lenker. Der Vergletscherung, und zwar den Gletscherbächen, verdanken wir eine ungeheure Zahl von Talwegen, ein wahres Labyrinth von Tälern und Tälchen im schweizerischen Molasselande.

Flußformung von Tälern.

Eine große Differenz in den kleineren Formen der Oberfläche besteht nach der Zeit, in der sie modelliert worden sind. Alle Oberflächen, die von der letzten Vergletscherung noch überdeckt worden sind, zeigen mehr oder weniger die oben hervorgehobene glaziale Abstumpfung, die zu einem kleineren Teil auf Gletschererosion, zum viel größeren auf Moränenüberkleisterung beruht. Alle Formen, die jünger als Vergletscherung an der betreffenden Stelle sind, haben scharfe, frische Wasser- und Verwitterungsmodellierung, unverwischt durch das Eis. Am allerhöchsten und klarsten springen in dieser Beziehung die prachtvollen jungen Erosionsterrassen und manchmal engen Flußeinschnitte mit Serpentinen in die Augen, die unter die Niederterrasse hinabgehen und sowohl im Diluvium als im anstehenden Felsen extramorän und intramorän ausgeschnitten sind. Man überblicke z. B. den Rhein und seine begleitenden Hochufer von einem guten Übersichtspunkt in der Nähe des Rheinfalls (Taf. XVII) oder Rhein, Thur, Töß und Glatt vom Abhange des Irchel, oder man betrachte vom Gebensdorferhorn bei Turgi die Terrassenlandschaften im Zusammenflußgebiet von Aare, Reuß und Limmat, die Aare von Bern bis Aarburg, die Saane bei Freiburg. Da ist alles von unverdorbener reiner Fluß- und Verwitterungsarbeit, jünger als die Vergletscherungen geschaffen — es sind Flußerosionen, 20—80 m in die glazialen Talböden eingeschnitten, alle nach dem Schema 1. Einschneiden und Abrutschen der Gehänge, 2. Serpentinisieren und dadurch Verbreitern des Talbodens mit Unterschneiden der konkaven Ufer. Sie beherrschen ganz die Gestaltung der Talböden und damit die Besiedelung und Bebauung des Landes.

In einigen der Molassetäler und der sich anschließenden Jurazonen, wie z. B. im Gebiete von Olten über Aarau, Lenzburg, Brugg, Turgi, Waldshut, die nur beim höchsten Stande der alpinen Eisflut vorübergehend überdeckt worden sind, zeigen sich die Flußerosionsformen noch sehr unverwischt auch über das Niveau der Niederterrassen hinauf.

Ein prachtvolles Beispiel eines unverdorbenen reinen Erosionstales ist das Töß̈tal von Bauma bis gegen Winterthur hinab. Der flache Talboden ist stellenweise bis 1 km breit; die unten meistens aus kahl nachgestürzter Molasse, höher zum Teil aus Moränen bestehenden Talgehänge bilden gewaltige konkave Bogennischen, entsprechend den zeitweiligen Serpentinenbogen der Töß. Einer reiht sich an den anderen. Zwischen den Bogen springen Gehängekulissen vor, die meistens „Horn" genannt werden. Der flache Talboden ist oft nur 3 bis 6 m, hie und da aber 20 und mehr Meter hoch mit Tößgeschiebe aufgeschüttet. Darunter liegt eine ebene abgeschwemmte Molassefläche, in welcher aber noch eine tiefere zugeschüttete Rinne eingegraben ist. Der Kies ist erfüllt mit Grund-

wasser, dessen Gefälle in der Talrichtung geringer ist als das Gefälle der Oberfläche. Die deshalb daraus hervorbrechenden mächtigen Grundwasserquellen liegen stets direkt talaufwärts hinter den „Hörnern", die eben selbst durch Querprofilverengerung stauend wirken. Die Stadt Winterthur erhält ca. 15000 Ml. Wasser für ihre Wasserversorgung aus solchen von uns zum Teil mittels Stollen durch die „Hörner" so tief als möglich gefassten Quellen. Zur Zeit werden überdies neue Fassungen in der tiefsten Rinne gemacht.

Ähnliche schöne Beispiele für unverwischte Flußerosionsformen finden sich in den Tälern des Napfgebietes, das ja wie das Tößgebiet von den Eisfluten nur kurze Zeit überdeckt worden war.

Molassemoränen.

Viele Moränen bestehen zu einem großen Teil aus Lehm und Sand von verwitterter Molasse, und man könnte glauben, es wäre hierdurch eine quantitative Schätzung der Molassegletschererosion möglich. Allein zwei große Fehlerquellen stören die Rechnung: 1. Wohl der größte Teil des Molassemateriales der Moränen ist nicht durch den Gletscher vom Anstehenden abgerieben worden, sondern war schon vorher abgewitterter Molasseschutt, der dann nur vom Gletscher verschürft und weiter verarbeitet worden ist. 2. Ein großer Teil des fein zerriebenen Molassematerials ist von den Gletscherbächen ganz außer Bereich unseres Landes geschwemmt worden. Die beiden Fehlerquellen haben entgegengesetzten Sinn.

Die Täler der Randseen und die Gletschererosion.

Viele der großen Talwege des Molasselandes sind als Fortsetzung derjenigen der Alpen gebildet. In ihren übertieften und nicht zugeschütteten Teilen liegen Seen, die in den Alpen beginnen und weit in das Molasseland durch die subalpin dislozierte Molasse bis in die flache Molasse hinausreichen. Tal- und Seebildung im Molasseland hängen zusammen mit derjenigen der Alpen. Wir können deshalb an dieser Stelle einer Besprechung der Frage nicht aus dem Wege gehen: Sind die Täler, und im besondern die Täler der Randseen und die seebildende Übertiefung derselben wesentlich durch Gletschererosion geformt oder nicht. Diese Besprechung ist einerseits eine Fortsetzung unserer Darstellung der diluvialen Gletscherschliffe Seite 203 usw., andererseits werden wir später im Abschnitt C VI darauf weiter aufbauen.

Meines Wissens hat zuerst A. C. Ramsay (Quart. Journal, vol. 18, 1862) die Meinung aufgestellt, die alpinen Seebecken seien durch Gletscher ausgeschliffen. Ihm folgte der Physiker Tyndall, in Italien Gastaldi, Omboni und im Sinne der Reexkavation de Mortillet und andere mehr. Es entspann sich eine lebhafte Diskussion, in welcher Murchison, John Ball, Lyell, Bonney, Studer, A. Favre, A. Escher eine so gewaltige Glazialerosion als eine mit ihren Beobachtungen unvereinbare Annahme erklärten. Dann ruhte die Frage eine Zeitlang, bis die große Glazialerosion neue Verteidiger in Penck und seiner ausgebreiteten Schule, sowie in Brückner und seinen Spezialschülern fand. Es kann hier nicht meine Aufgabe sein, in einer allgemeinen Diskussion mich der weitschweifigen Literatur anzunehmen. Vielmehr will ich in den folgenden Kapiteln nur den Standpunkt darlegen, zu dem die Beobachtung in unserem Lande mich gedrängt hat und

die kurz ausgesprochen dahin geht, daß nur Kleinformen Schleifwirkung des Gletschers sind, Großformen aber Erosion und Verwitterung, selbstverständlich gelenkt und beeinflußt durch die geologische Geschichte des Gebirges (verglichen F. A. Forel, Lac Léman S. 184 usw.).

Rundhöckerlandschaften.

Im Abschnitt B I haben wir die eiszeitlichen und die daran sich anschließenden jüngeren Gletscherschlifflandschaften in den Alpen erwähnt — Grimsel und Haslital, Gotthard, Reußtal und andere mehr.

In allen diesen Rundhöckerlandschaften zeigt sich deutlich, daß der Anschliff an der Oberseite jedes Felskopfes viel stärker ist und an der Unterseite oft ganz aussetzt, daß die Felsköpfe wohl konvex abgeglättet, aber nicht weggeschliffen sind, daß oft mitten im Talweg der ehemaligen Gletscher einzelne Felsberge, die durchaus nicht aus festerem Gestein gebildet sind, aufragen, und daß weit vorspringende Felskulissen nur angeschliffen, aber nicht weggeschliffen sind. Ja es gibt viele Fälle, wo große, ältere Moränenblöcke oder Bergsturzblöcke vom Gletscher wieder überschritten und auf der Oberseite stark angeschliffen worden sind, ohne weggeräumt zu werden (Toma Patrusa bei Ems, Bergsturzblock an der Bahn ob Reichenau, Jurakalkblock im seit ca. 1890 verlassenen Gletscherboden des Hüfigletschers usw.). Es folgt daraus, daß der Gletscher zwar auch feste und harte Felsen abzurunden, aber nicht wegzuschleifen vermocht hat, selbst wenn sie ihm als eigentliche „Steine des Anstoßes" mitten im Wege standen. Wer mit gutem, an plastischen Arbeiten geübtem Blick diese Erscheinung verfolgt hat, kommt zu der Einsicht, daß das Abschleifen der Vorsprünge und Felsköpfe überall nur einige Meter betragen haben kann. Im Talgrund hat es nicht so groß sein können, wie am exponierten „Stein des Anstoßes" selbst. Die gletschergeschliffenen Scheeren des südlichen Norwegens, die Rundhöckerlandschaften von Finnland, Schweden und diejenigen von Grönland, die Fjordgebiete von Südneuseeland haben mir den gleichen Eindruck immer wieder bestätigt. Das Anschleifen eines Vorsprunges ergibt stets konvexe Formen, und die Konvexität beweist, daß der Vorsprung älter ist als die Abrundung durch das Eis; denn der Gletscher schafft nicht selbst Vorsprünge in seinem Bette, er tendiert, wie alle Schleifsteine an sich, auf konkave Formen. Daß der Gletscher nicht nur den Fels an der Stoßseite der Vorsprünge abschleife, sondern an der Leeseite in Stücken losreiße, ist vielfach behauptet, aber niemals bewiesen worden. Wenn einmal ein Felsstück vom Gletscher abgetrennt wird, so ist das eine zufällige sehr seltene Ausnahme ohne jede allgemeine Bedeutung.

Große Talformen.

Nehmen wir einmal an, die Talseen seien durch Gletscher mehrere hundert Meter tief ausgeschliffen worden, dann müßten solche Wirkungen auch überall an der Gestaltung der Seeufer zu erkennen sein; sie könnten das Talgehänge, das ganze mit diluvialem Eise überflutete Molasseland nicht verschont haben, und sie

müssten sich auch in den alpinen Talstücken oberhalb der Seen entsprechend finden lassen. Was ist hiervon zu erwarten?

Der Gletscher ist ein plumper, träger Schleifer, 80 bis 100 Millionen mal weniger beweglich als Wasser. Er verrichtet Schleifarbeit auf breiter Fläche. Das von ihm ausgeschliffene Tal müßte trogförmig und der Kontinuität des Eisstromes entsprechend kontinuierlich sein, einförmig, und in den Gehängen von einheitlich konkavem Profil werden. Alles Vorspringende wird viel mehr angegriffen, als das Einspringende, während der Fluß umgekehrt dem Vorspringenden ausweicht, das Einspringende aber sucht. Felskulissen müßten durch den Gletscher verschwinden, scharfe Talwendungen gemildert werden, entgegenstehende talteilende Berge müßten, wenn sie vom Eise überflutet werden, allerwenigstens heruntergeschliffen, wenn sie aber den Gletscher überragen, auf der Angriffsseite unterschliffen und im Grundriß gerundet und zurückgetrieben werden. Das alles lehrt uns nicht nur die Überlegung, sondern auch die Beobachtung der Kleinformen in verlassenen Gletscherfelsböden.

Überall in den Alpentälern und im besondern in den Talseetälern, sowohl in ihrem alpinen Teil als auch im molassischen, finden wir das Gegenteil: im Großen wie im Kleinen Schritt auf Schritt Formen, die im größten Gegensatz zu dem stehen, was wir bei Gletscherausschleifen um mehrere hundert Meter erwarten müßten.

Bevor wir dies durch einen kurzen Gang durch die Randseetäler beweisen, sind noch einige Streitfragen — nicht zu lösen, aber zu besprechen.

Die „Inselberge".

Unser Einwurf, (Alb. Heim, Gletscherkunde Seite 392 usw.) gegen eine sehr große Gletschererosion auf Grundlage der „Inselberge", wie die aus Talböden vorragenden Einzelberge genannt werden, ist mit wenigen leichten Bemerkungen scheinbar überbrückt worden:

Man wisse ja nicht, wie viel höher die Inselberge vor der Gletschererosion gewesen seien. Wenn hierin eine Erklärung läge, so müßten wenigstens alle diese in Tälern aufragenden Einzelberge als Schliffrelikte die langgestreckte und auf der Luffseite flachere, auf der Leeseite steilere und seitlich konkave Form aufweisen, was aber meistens nicht der Fall ist. Viele Insel-, Berg- oder Hügelrücken wie die Buchberge zwischen Walensee und Zürichsee, die Ufenau, der Bürgenstock, die Rippen zwischen Rüti und Rapperswil, zwischen Zugersee und Luzern der Dottenberg usw. usw. stehen quer zur Richtung der Eisbewegung. Solche können nicht als Gletschererosionsrelikte gelten; sie bestehen oft nicht aus festerem Gestein. Noch weniger zutreffend scheint mir, was Penck (S. 304 „Die Alpen im Eiszeitalter") mir entgegenhält: Der Inselberg sei eben erst durch den Gletscher herauspräpariert! Die erstaunliche Inkonsequenz eines hobelnden Gletschers wird dadurch keineswegs entschuldigt, vielmehr müßte ihm so an Stelle einer bloßen Unterlassungssünde eine Begehungssünde angerechnet werden. Der Vergleich mit der Schwelle außerhalb des Kessels am Fuße einer Schnelle paßt nicht, denn damit stimmt die Lage der wenigsten Inselberge überein. Wenn ein solcher isolierter Berg im Stromstrich des Gletschers gelegen hätte, oder wenn der Gletscher ihn kurz vorher sogar selbst geschaffen hätte, so würde er doch nicht gerade dicht daneben im gleichen Gestein eine Furche um 100 oder 300 m übertiefen, ohne vorher das

Haupthindernis in seinem Wege größtenteils weggeräumt zu haben. Wer über höckerigen Untergrund mit breitem plastischem Instrument und Sand fegt, reibt bei gleichmäßiger Gesteinsart notwendig stets die Höcker mehrfach so viel ab wie die Fläche; die Vertiefungen dagegen werden geschont und mit dem Schleifschlamm der Erhöhungen ausgefüllt. Der Angriff auf die Vorsprünge, die im Wege stehen, ist beim Eise — im vollsten Gegensatz zum Wasser — viel größer als der Angriff in der Furche.

Ich bin heute wie früher der Überzeugung, daß die isolierten, oft gletschergeschliffenen und doch scharf gestalteten, in Talwegen vorragenden Einzelberge, die „Inselberge", nicht nur ein sehr ernster Stein des Anstoßes einst für den Gletscher, sondern heute für die Theorie einer Talaustiefung um mehrere hundert Meter durch Gletschererosion sind und bleiben müssen, und ich glaube, diesen sogenannten Inselbergen in der Beurteilung der Frage glazial-erosiver Talbildung große Bedeutung beilegen zu müssen.

Felskulissen, Felsriegel und Talengen, Talstufen.

Felskulissen und Felsriegel, Talengen, Talstufen, Talterrassen und Seebecken müßten alle durch eine Art Diskontinuität, Inkonsequenz in der Gletscherarbeit geschaffen sein, denn ihre Formen und besonders ihr Wechsel stehen der Gletscherarbeit, der man sie zuschreibt, entgegen. Sehr viele der im Wege stehenden Felskulissen und Riegel steigen sogar auf der talaufwärts gelegenen Seite plötzlich steil auf und fallen talauswärts sanfter ab (Stäubenden und Kirchet im Haslital usw.), gerade entgegengesetzt geformt, als es beim Herausreiben durch einen Gletscher der Fall sein müßte. Bei den herrlichen Schliffen am östlichen Ausläufer des Juchligrates (Grimsel, Taf. VIII) mag die Kante stellenweise 3 bis über 10 m (aber nicht 100 m, auch nicht 50 m!) abgeschliffen worden sein. Allein auch hier hat der Gletscher es nicht vermocht, den ihm so sehr im Wege stehenden Grat und seine freistehende Fortsetzung, den durch einen Flußkannion davon abgetrennten Nollen, wegzuschleifen; er hat keine großen, seinen Wünschen angemessenen Formen zuwege gebracht, sondern nur die Kleinformen stark abgeglättet. Hier, wie in den meisten Gletschergebieten, blieb das Gesamtprofil des geschliffenen Abhanges von der oberen Schliffgrenze bis an den Talgrund hinab konvex ausgebogen, entgegen dem, was im Sinne des Gletschers läge.

Felsriegel, Felskulissen, Talengen, alte Talstufen und Talterrassen, wenn auch angeschliffen, sind noch vorhanden; der Gletscher hat sie nicht aufgefressen, und noch weniger hat er sie erzeugt, denn sie sind seinen ausgleichenden Tendenzen zuwider. Die Höhen der Riegel setzen sich talwärts in Terrassen fort.

Wenn der Gletscher die Täler auch nur um 150 bis 200 m eingeschliffen hätte, so wäre eine prägnante Stufung nur bei Eiszunahme oder plötzlichem starken Gesteinswechsel begründet und es müßte dann die untere Stufe in weicherem Gestein, die Schwelle in festerem liegen, und Riegel müßten stets aus festerem Gestein bestehen. Bei im wesentlichen gleich widerstandskräftigem Gesteine müßte der gletschergeschliffene Taltrog gleichmäßig breit sein, sanft wellig wechselndes bis gleichförmiges Gefälle annehmen, oder er könnte nur durch Berg-

stürze, Moränen oder seitliche Schuttkegel nachträglich gestuft worden sein. Auch Flußerosion würde in kontinuierlicher einmaliger Epoche im festeren Gestein größeres Gefälle und engeres Tal, in unfestem Gestein geringeres Gefälle und weiteres Tal erzeugen.

Lugeon (Sur la fréquence dans les Alpes de Gorges épigénétiques . . ., Bull. laborat. géol. Univ. Lausanne Nr. 2, 1901) findet, daß sich sehr viele Riegel mit Kannions gerade da finden, wo das Tal aus dem Gneiß in den Kalkstein getreten ist, also wo ein für den Fluß wie den Gletscher leichter durchschleifbares Gestein folgt! Gewiß hat Lugeon recht, wenn er (S. 14) von den „barrages calcaires" sagt: „Mais conservées comme nous les voyons aujourd'hui, ces barres témoignent contre l'érosion glaciaire. Il y a dans leur présence un argument péremptoire contre le creusement des vallées par les glaciers". Ich finde unter den mir näher bekannten großen Talstufen eine Mannigfaltigkeit, die jeder schematisch einfachen Erklärung spottet. Es gibt Stufen ohne Riegel, Riegel ohne Stufen, Talengen mit Stufen und solche ohne Stufen, Stufen mit Riegeln und viele Übergangs- und Zwischenformen. Hie und da sticht deutlich ein Merkmal heraus, meistens aber haben wir es mit sehr komplexen Erscheinungen zu tun, die zum Teil in einer alten verschwundenen und nicht mehr eruierbaren Talgeschichte begründet waren und sich nun gewissermaßen aus höherem in tieferes Niveau hinab projiziert haben. Sodann haben wir es bald mit beginnenden, bald mit in voller Tätigkeit begriffenen, bald mit abgelaufenen oder mit verschobenen Formungen zu tun. Ganz klar aber zeigt sich, daß die Annahme eines Taltrog-Ausschleifens durch die diluvialen Gletscher um hundert oder einige hundert Meter einheitlich in allen Tälern mit der tatsächlichen Mannigfaltigkeit der Talformen im Widerspruch steht und deshalb nicht als die Hauptursache ihrer heutigen Gestaltung gelten kann. Die Erklärung dürfte vielmehr in periodisch repetierter Erosion mit Verschiebungen und Ablenkungen liegen, gekreuzt mit Episoden von Dislokation, Bergstürzen usw., dies alles in vielfacher Palimpsestbildung, wobei die Gletschererosion ein recht schwacher Faktor war. Um zu zeigen, wie wenig sich die Erscheinung der Riegel und Stufen in ein Schema zwingen läßt, gebe ich nur einige Beispiele ihrer Mannigfaltigkeit.

Beispiele für verschiedene Typen von Stufen und Riegeln:

a) Steilstufen mit oder ohne Riegel, zusammenfallend mit erklärendem Gesteinswechsel:

Rofna, riegelförmige Schwelle in Porphyroid zwischen dem Rheinwaldtal oberhalb und dem Schams unterhalb, letztere beide in Bündnerschiefer.

Reuß von Urnerloch bis Amsteg—Erstfeld in Granit und Gneiß zwischen dem in Jurakalk und Schiefern gelegenen Urserental oben und dem Reußtal unten. Diese Stromschnelle ist complexer Art und in viele kleinere teilbar. Der obere Beginn der Schwelle ist ein Riegel.

Sernft vom Sernfttal (Flysch) durch den Sernifit nach dem unteren Linthtal (Flysch mit Bergsturz).

Frutt mit Melchsee, obere Flachstufe in Oxfordmergel-Schiefern, Steilstufe ohne Riegel in Malmkalk.

Die größeren Fälle der Art sind selten, dagegen zählen massenhaft kleine untergeordnete Detailstufen und Wasserfälle hierher.

b) Steilstufen zusammenfallend mit widersprechendem Gesteinswechsel:

Obere Stufe in festem Kalkstein, Schnelle und untere Stufe in unfestem Flysch: Urnerboden—Linthtal.

Obere Stufe und Schnelle in unfestem, weichem Bündnerschiefer. Untere Stufe in Verrucano: Lugnetz—Ilanz.

c) Riegel ohne starke Stufe zusammenfallend mit Gesteinswechsel:

Erklärender Gesteinswechsel: der Riegel aus festerem Gestein als die Talweite oberhalb:

Rhein bei Oberriet zwischen den Ostausläufern des Säntisgebirges, Limmat bei Baden.

Mormont zwischen Neuenburger- und Genfersee (Wasserscheide).

Widersprechender Gesteinswechsel: der Riegel aus weicherem Gestein als die Talweite oberhalb:

Kirchet im Haslital aus Malmkalk, Triasdolomit und Gneiß oberhalb im Talboden von Innertkirchen. St. Maurice im Rhonetal in Kreidekalk, Talboden oberhalb in Gneißen.

d) Riegel ohne merkliche Stufe und ohne wesentlichen Wechsel in der Gesteinresistenz:

Klus Landquart in Bündnerschiefer.
Klus Rothenbrunn (Domleschg) in Bündnerschiefer.
Riegel Martinsbrugg—Finstermünz im Unterengadin in Liasschiefern und Kalken.
Riegel Pfaffensprung im Reußtal in Granit.

e) Stufe ohne prägnanten Riegel und ohne wesentlichen Gesteinswechsel, Beispiele sehr zahlreich:

Handeck in Granit, Gelmersee in Granit.
Oberwallis—Mittelwallis in Para-Gneißen.
Val Puntaiglas unter dem Gletscher, Granit.
Greina—Somvix in Graniten und Gneißen.
Murgseestufen in Sernifit (S. Walensee).
Obertoggenburg—Untertoggenburg zwei Stufen in Molassenagelfluh.
Engelberg in Bergsturz.

Hierher zählen ferner eine Menge Stufenmündungen von Nebentälern in die Haupttäler (Urbachtal—Haslital in Gneiß, Albignafall—Bergell in Granit, Taminatal—Ragaz in Eozän, Seitentäler des Tessin in Gneiß usw. usw.).

f) Stufe mit Riegel ohne Gesteinsänderung, sehr zahlreich:

Grimsel und viele kleinere im Oberhaslital in Granit.
Kirchhügel Bristen in Gneiß.
Stampa-Bondo, Bergell, in Gneiß.
Via Mala und Schyn in Büdnerschiefer.
Klus zwischen Gasterntal und Kandertal in Jura und Kreidekalken.
Lungernsee—Giswyl in Kreidegesteinen.
Ausgang des Talsee am Mürtschenstock in Malmkalk.

g) Stufen durch Bergstürze und Moränen bedingt.

Faido—Chironico mit Riegel.
Poschiavo—Brusio mit Riegel.
Rofna und einige andere im Oberhalbstein (Arbenz) mit Riegel.
Engelberg—Grafenort ohne Riegel.
Öschinensee—Kandersteg.
Klönsee—Linthtal mit Riegel.
Richisau—Klöntal, Moräne mit Riegel.

Hinterwäggital—Vorderwäggital. (Bergsturzstauung am unteren Ende eines früher von Kannion durchsetzten Riegels aus festeren [Kreide-] Gesteinen).

Kandersteg unterhalb Dorf, Stufe aus Moränen und Bergstürzen.

Die Beispiele e und f sind unvergleichlich zahlreicher als alle andern. Eine Masse von Fällen sind nicht glatt in solches Schema einzuordnen. Es würde ein Verdienst sein, alle Stufen und Riegel systematisch vergleichend zu prüfen, und dabei wäre es von besonderer Wichtigkeit, für jeden einzelnen Fall die höchst bedeutende Beobachtung von de Martonne nachzuprüfen, daß die Reste der alten Talböden, namentlich die tieferen, dort ein rückläufiges Gefälle haben, wo die heutige Talsohle einen Riegel, eine Stufe oder wenigstens eine Verengerung aufweist. Im Falle der Bestätigung müßte man annehmen, daß junge, die Täler kreuzende Dislokationen viele Riegel erzeugt haben.

Vom „Taltrog".

Ein Glied aus dem „glazialen Formenschatz", das die ungeheure Talerosionskraft des Gletschers beweisen soll, ist der „Taltrog", mit „Trogschulter", „Trogschluß" usw. Wenn wir einem Gletscher ungestört die Zeit lassen, ein Tal um einige hundert Meter in Fels auszuschleifen, dann schafft er sicher ein konkav-trogförmiges Tal; das ist auch meine Überzeugung. Es mag nordische Gebiete geben, wo durch eine fast immer andauernde Vergletscherung der Gletscher dies Ziel erreicht und die Flußerosion übertönt hat. Ich selbst habe einige solche Fälle im Fjordgebiet von Neuseeland gesehen.

Allein es ist mir bisher im Schweizerlande noch nie gelungen, in einem größeren Tale eine im Fels konsequent geschnittene U-Form zu sehen; ich halte sie für eine Täuschung. Im Oberwallis, im Lauterbrunnental, im Tessintal und anderen, die man als typische Tröge abbildet, sind nur die beiderseits sehr steilen, in Nischen und Vorsprünge gegliederten, keineswegs kontinuierlichen Gehängefelsen und an deren Fuß eine große Zahl steilerer und flacherer Schuttkegel zu sehen, die sich alle perspektivisch zu einem konkaven Taltrog für oberflächliche Beobachtung ergänzen. Im Lauterbrunnental kann die Aufschüttung am Talgrund über 100 bis 200 m betragen. Den U-Boden im Felsgrunde müßten wir mit unserer Phantasie erst unter den sehr tiefen Schuttauffüllungen der Talböden suchen. Ähnlich im Oberwallis.

Dazu kommen im Einzelfalle noch andere Fragen. Wenn das Lauterbrunnental ein vom Gletscher in dem Felsen ausgeschliffener Trog wäre, warum verengert sich dann das Tal kurz oberhalb Zweilütschinen plötzlich zu einer ganz andern Querprofilform, obschon die Gesteine die gleichen geblieben sind und die Zeit und Gewalt, mit der der Gletscher dort arbeiten mußte, kaum um ein Minimum verschieden sein konnte von 1 km oberhalb? Im Oberhaslital bei der Handegg und noch mehrere Male oberhalb hat das gletschergeschliffene Quertal im Granit hie und da an seinem Grunde die U-Form. Allein das sind ganz vereinzelte Stellen, die bei gleichem Gestein wieder abwechseln mit solchen, die das Gegenteil davon sind, wo aber doch die Gletscherschliffe bis in die Tiefe eines V-förmigen Profiles hineingehen. Der anschleifende Gletscher hat eben nicht die Talform gemacht, sondern sich ihr angepaßt!

Der Talweg der oberen Kander zeigt in besonders auffälligem Maße einen Wechsel von Ausweitungen mit von enger Schlucht durchschnittenem Riegel, wie er ohne starken Gesteinswechsel unmotiviert erscheint. Die Katastrophe vom 24. Juli 1908 im Lötschbergtunnel hat ergeben, daß das Gasterntal 200 bis 300 m hoch aufgeschüttet ist. Die Klus unterhalb weist nur Bergsturzfüllung im Cannion, keine Felsschwelle auf, und die enorme Talaufschüttung ohne Felsgrund setzt durch den nachfolgenden Talweg bis in den Rheintalgraben hinaus fort! Der hypothetische Trog-

grund ist nirgends zu sehen und nirgends gefunden (Näheres in Alb. Heim, Vierteljahrsschr. der natf. Ges. Zürich 1908: „Beweist der Einbruch im Lötschbergtunnel glaziale Übertiefung des Gasterntales?").

Einen wirklichen Taltrog mit Felsgrund sollten wir da erwarten, wo das Urserental seinen Gletscher ins Reußtal hinab ausgoß. Allein man betrachte den Eingang zur Schöllenenschlucht von Hospental oder Andermatt aus: Die ausgezeichnet gletschergeschliffenen Gehänge sind convex gekrümmt; der Gletscherschliff geht hinab in eine enge V-Form; die ins Tal vorspringende Kulissenrippe unter der Teufelsbrücke ist oben abgerundet wie der Juchligrat, aber nirgends ist in den Schöllenen eine konkave Trogform angeschliffen. Das gleiche gilt für hundert andere Stellen.

Kleine hohe Seitentäler haben häufiger Anklänge an die behauptete Felstrogform, am häufigsten gleich an ihrer Stufenmündung. Beispiele derart sind: im Tessin Val d'Iragna, Val d'Ambra, Guspistal am Gotthard, einzelne Stellen im Meiental, Ausgang des Gelmersee und das obere Diechterental im Oberhasli u. a. m. Als einigermaßen trogförmig ausgeschliffen erweisen sich ferner einige hohe Paßtäler (St. Gotthard, Bernardino, Maloja, Simplon). Das sind meistens Talstücke, in welchen die lange Gletscherbedeckung die Austiefung verhindert hat oder gar der Fluß verloren gegangen war. Und auch da, wo eine gewisse Trogform vorhanden ist, sind die einzelnen Bergrippen und Kulissen doch stets nur konvex angeschliffen, nicht konkav weg geschliffen; die Formen zeigen, daß das Anschleifen einige einzelne Meter, aber nicht deren Hunderte betragen haben kann.

Im Novemberheft 1912 von Petermann's geograph. Mitteilungen befindet sich ein beachtenswerter Aufsatz von J. Stiny über Taltröge. Dem Verfasser fehlt zwar das Verständnis für die Flußerosion, aber er sieht klar, daß die Trogform nicht von Gletschern herrührt und meistens Täuschung ist.

Die Anhänger der großen Auskolkung der Täler durch die Gletscher schreiben der Vertikalerosion durch das Eis, besonders da starke beckenbildende Kraft zu, wo zwei oder mehrere Eisströme zusammentreten: „Confluenzstufen". Es gibt Fälle, welche sich damit reimen lassen, wie z. B. Hasli im Grund, Domleschg; aber es sind wenigstens ebensoviele, wo die zusammenfließenden Gletscher keinen Kessel gekolkt, sogar oft nicht einmal das Tal etwas erweitert haben, z. B. Zusammenfluß von Avers-Val di Lei, von Avers-Val d'Emet, von Avers mit Hinterrhein, Zweilütschine, Saastal mit Nicolaital; oder es folgt zufällig eine Erweiterung und Talaustiefung nicht an der Vereinigungsstelle der Täler, sondern um einige Kilometer abwärts oder gar aufwärts verschoben (Thierfehd im Linthtal, Andeer—Schams usw.). In vielen Alpentälern wechseln die Querprofile ohne jede Änderung im Gestein sehr rasch und mannigfaltig ab. Der Gletscher aber ist lange genug einheitlich durch das ganze Tal geflossen und hatte gar keine Ursache, verschiedene Stellen so verschieden zu behandeln. Wie soll er z. B. ein weites Talbecken im Prättigau bei Grüsch ausgeschliffen und übertieft und gleich darauf im gleichen Gestein die enge Klus unerweitert belassen und hundert andere ähnliche wechselvolle Launen verübt haben?

Wenn die diluvialen Gletscher imstande gewesen wären, ausgeprägte Trogform auszuschleifen, müßte diese sich überall, aber nicht nur als Seltenheit zeigen. Der Gletscher war ein einheitlich durchgehender, breiter und mächtiger Strom; aber jede dieser Tatsache entsprechende durchgehende Gletschererosion, jede consequente Talformung nach seinem Wesen, fehlt. Die Talform in ihrem beständigen Wechsel kann also nicht Gletscherarbeit sein.

Die Eiszeiten haben uns eine ungeheure Menge tatsächlicher Beweise dafür vor Augen gestellt, daß der Gletscher sich selbst den kühnsten präexistenten Formen anzuschmiegen vermocht hat, ohne sie zu verwischen. Die Gletscherschliffe passen sich den größeren Formen des Terrains an, nicht aber die Bodenformen dem Gletscherschliff.

Indem ich dies sage, denke ich unter vielen anderen auch an den prachtvollen Gletscherschliff an der oberen Kante des östlichen Ausläufergrates des Kettenjura. Bei den dortigen Steinbrüchen

von Dielsdorf gegen die alte Feste Regensberg hinauf sieht man bei zeitweisen Entblößungen die Schrammen steil an der Südseite des Grates hinaufsteigen, ohne dessen convexes, dem hier anbrandenden Gletscher entgegenstehendes Kantenprofil sichtbar eingeschliffen zu haben. Prachtvoll geschliffen sind die Hochgebirgskalkfelsen des langen Difluenzspornes von Sargans; aber der Sporn ist eine scharfe Talscheidekante geblieben. An der in das Bett des alten Rheingletschers vorspringenden Bergcoulisse von Buchs steigen am Gault die Schliffschrammen aus der Schlucht von Altendorf gegen den Telzenberg steil empor, ohne dessen Convexität in ein Trogprofil umgeschliffen zu haben (Arnold Heim). Der Gletscher ist sogar einige hundert Meter tief in die Viamala-Schlucht hinabgestiegen und hat hier überhängende Felswände schön angeschliffen und nachher Moräne daran geklebt, die an einzelnen Stellen noch erhalten ist (an der untersten der drei Brücken ist der Schliff durch Wegnahme von Moränenmaterial für die Straße entblößt, Fig. 60 a). Die Viamala-Schlucht ist kein Taltrog geworden.

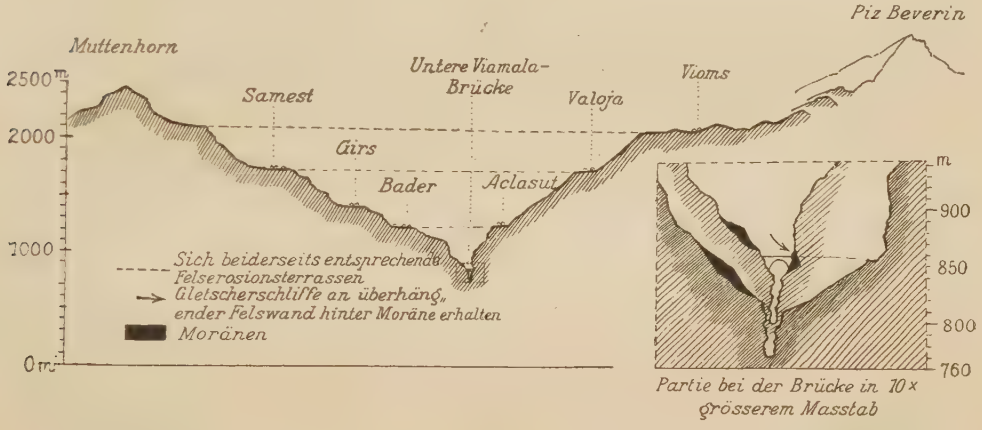


Fig. 60 a
Profil durch die Viamala-Schlucht (Quertal im Bündnerschiefer).
(Höhen und Längen im gleichen Maßstab.)

Nun fanden gar noch Erörterungen darüber statt (XVIII. Deutscher Geographentag in Innsbruck 1912), wie der Gletscher den gedachten Felstrog zu Stande gebracht habe; denn es befremdete doch, daß die steilen Trogwände gewöhnlich erst tief unter der Oberfläche des Gletschers, der sie eingeschnitten haben sollte, an scharf gebliebener Kante ansetzen.

Lautensach gibt dieser Verlegenheit Ausdruck: „Das plötzliche Einsetzen der Übertiefung weit unter der über den Trogschultern liegenden Schliffgrenze ist uns, wie Penck offen bekennt, noch teilweise ein Rätsel".

Das führte zu neuen Hypothesen.

Penck anerkennt (P. u. Br. S. 837), daß die Vergletscherung hoch über den Taltrog hinausreichte. Er glaubt deshalb, dem Gletscher erst bei einer gewissen Dicke, d. h. in einer gewissen Tiefe Tendenz zu Vertikalerosion zuschreiben zu sollen. v. Drygalski macht dafür seine vermeintliche centrifugale und am Rand quasi aufwirbelnde Eisbewegung verantwortlich — die freilich gerade das Umgekehrte von der Doppelspiralbewegung wäre, die beim Flusse mit konvexer Oberfläche tatsächlich vorkommt. Gegen das erstere ist einzuwenden, daß jeder Nachweis einer mit der Eisdicke zunehmenden Erosionskraft fehlt. Größere Eistiefe hat wahrscheinlich nur größere innere Beweglichkeit des Eises zur Folge. Damit gehen zusammen: stärkere Abnahme der Geschwindigkeit gegen den Reibungswiderstand des Untergrundes hin, leichteres Eindrücken der Gerölle in das Eis statt Pressung derselben auf den Felsgrund, leichteres Abscheeren der hinter

hindernden Ecken liegenden Eispartieen, die dann stille stehen, während die oberen darüber gleiten, leichteres Umfließen hindernder Ecken, geringere Abreibung derselben. Mir scheint deshalb die Tiefenerosionskraft des Gletschers müsse mit der Eistiefe eher abnehmen; jedenfalls kann sie nicht wesentlich und ganz besonders nicht sprungweise zunehmen. Wenn v. Drygalski mit seiner Annahme recht hätte, so müssten die Gletscherschrammen in felsigen Talgründen von der Mittellinie stets federförmig nach beiden Seiten auseinander und dann an den Talseiten talauswärts schief in die Höhe gehen. Ich kann mit aller Bestimmtheit sagen: es ist nicht so. Bei einigermaßen regelmäßiger Talform gehen die Schrammen stets parallel der gesamten Talrichtung, und nur an einem einzelnen im Wege stehenden Felskopf, Inselberg oder Felsriegel steigen sie lokal aufwärts. Das Grimselgebiet, die Umgebung des Gelmersee und andere mehr lassen dies aufs schönste beobachten.

Richter (Ergänzungsband 29 von Petermanns Mitteil. 1901), der der Annahme starker morphologischer Gletscherwirkungen zugetan war, kommt in seiner klassischen Abhandlung zu dem bestimmten Schlusse, daß Trog und Trogschluß nicht glazialen Ursprunges sein können.

Von einem beherrschenden inneralpinen Aussichtspunkte, oder unter Umständen noch schöner aus dem Ballon, übersieht man am besten, daß die Berggehänge im großen Ganzen ausgebaucht, nicht ausgehöhlt sind, convex, nicht concav gekrümmt. Über der Linie stärkster Frostwirkung und der oberen Schliffgrenze zugleich sind sie zunächst steil, in und unter derselben weniger steil. Unter etwas wechselnden Terrassenböschungen werden sie tiefer unten wieder steiler und sind den jetzigen Flußeinschnitten und Talböden entlang meistens am steilsten. Das rührt davon her, daß im allgemeinen an den tiefsten und jüngsten Teilen der Taleinschnitte die Maximalböschung des Gesteines noch größer ist als

Fig. 60 b.
Entstehung des Trogprofiles durch Zurückwitterung der Gehänge und Schutz des Gehängefußes durch Schutthalden.

an den höheren, schon viel länger exponirten Bergmassen. Die Talgehänge sind im ganzen in den Alpen dem Trogschema entgegengesetzt gekrümmt. (Verglichen Fig. 49, V.) Eine große Anzahl von Alpentälern, die im Diluvium noch länger und ununterbrochener vergletschert waren, als die Seebecken, haben dennoch steilen Einschnitt von der Profilform V, ohne jeden konkaven Talboden. Bei großem Gefälle ist mit seltenen Ausnahmen stets die V-Form des Querprofiles vorherrschend.

Wie die Trogform durch Flußerosion und Gehängeabwitterung tatsächlich entsteht, ist sehr oft in ganzen Reihen von Stadien zu sehen. Ist die unmittelbare Vertiefung zunächst für eine Phase abgeschlossen und etwas Verbreiterung durch seitliche Erosion entstanden, so bleibt bald der Gehängeschutt am Fuße des Abhanges liegen und schützt denselben vor Verwitterungsangriff, während der darüber folgende Teil des Gehänges weiter zurückwittert. Allmählich steigen die Schutthalden höher an den rückweichenden Abhang hinauf und beschützen einen breiteren Gehängesockel im weiter gewordenen Tal (Fig. 60b). Unter den Schutthalden findet sich in geringer Tiefe der vor Abwitterung durch den Schutt beschützte Fels mit U-förmigem Profil. Eine nachfolgende Vergletscherung fegt den Schutt allmählich ab und schleift den darunter liegenden Fels glatt. Nun liegt der geschliffene Trog vor, als wäre er vom Gletscher selbst in seiner ganzen Gestaltung ausgeschliffen worden. Dem so wenig regelmäßigen Vorgang der Zurückwitterung der Gehänge entspricht der launenhafte Wechsel des Talquerprofiles zwischen V- und U-Form.

Glazialgesimse und Hohlkehlen.

An dieser Stelle darf ich auch die Meinung nicht übergehen, daß alle Terrassen an den Gehängen der Täler, besonders der alpinen, vom Gletscher angeschliffene Gesimse seien; denn Heß (Alte Talböden im Rhonegebiet, Zeitschr. für Gletscherkunde 1908) hat diese Ansicht an einem Beispiel aus einem schweizerischen Randseental besonders ausgeführt.

Ich kenne von einigen Stellen ausgezeichnete Glazialgesimse an den Gehängen, welche durch Randmoränen oder angeschliffene Schichtköpfe gezeichnet sind, — Beispiel: N-Seite des Urserentales. Da aber, wo die Gehänge für Liegenbleiben von Schutt zu steil sind, wo alles kahler Fels ist, vom Gletscher angeschliffen, wo also verschiedener Gletscherstand oder sukzessive glaziale Austiefung Gesimse hätte sichtbar anschleifen sollen, ist davon gar keine Spur vorhanden. Man betrachte die Wände beiderseits des Grimseltales, die Gehänge über der Schöllenen, Rofna u. a., wo der Gletscherschliff sich rein entwickeln und bis heute erhalten konnte. Die Terrassen sind in sehr vielen Fällen Überreste von Talböden, die durch fließendes Wasser gebildet worden sind und ganz anderen Gesetzen folgen, als es bei Glazialgesimsen sein müsste. Für gründliche Beweisführung fehlt hier der Raum (Verglichen ferner Gogarten: „Über alpine Randseen und Erosionsterrassen" in Petermanns Mitteil. 1910, sowie unsere Fig. 49).

Neben den „Glazialgesimsen", zum Teil mit denselben zusammenfallend, sind als ein weiteres Glied aus dem „Glazialen Formenschatz" die „Hohlkehlen" zu nennen. Man hat die einspringenden Reste von Terrassen für Hohlkehlen genommen, dem Gletscher die Eigenschaft zugeschrieben, daß er gerade an seinem oberen Uferrand jeweilen Hohlkehlen in die Gehänge unterschneide, und man hat zum Teil den Taltrog als eine große Hohlkehle eingereiht.

Die Gletscherschliff-Flächen sind selbst fast ausnahmslos konvex. Es gibt nur zwei Arten von Ausnahmen:

1. Wenn eine große Hohlform präexistent ist, dann ordnen sich die Gletscherschliffe natürlich in dieser Talform auch im großen konkav an — im einzelnen aber sind sie immer wieder konvex.

2. Es gibt wirkliche vom Gletscher ausgeschliffene Hohlkehlen. Dieselben sind aber immer

von kleinen Dimensionen ($^1/_2$, höchstens einige Meter breit, einige bis höchstens 100 m lang). Sie liegen zwischen den konvexen Gletscherschliff-Buckeln und finden sich nur da, wo eine primäre Kerbe in einer sonst vorspringenden Gestalt dem Gletscher dafür Veranlassung und Angriffsstelle bot. Sie sind deshalb auch viel häufiger auf der Höhe der Rundhöcker und bis an den Rand der ungeschliffenen Leeseite entwickelt, viel seltener an den tieferen Teilen der Luffseite. Es gibt alle Zwischenformen von der einfachen, starken Schrammenfurche bis zur gut ausgeprägten Hohlkehle. Die Hohlkehle ist manchmal gewissermaßen nur ein Schrammenbündel.

Immer sind die echten Gletscherschliff-Hohlkehlen eine ganz untergeordnete, lokal bedingte Erscheinung innerhalb der Rundhöckerlandschaften, und die Auffassung der „Terrassengesimse" und der „Taltröge", „Trogplatten", „Leiten" als „Hohlkehlen" beruht nach meiner Überzeugung auf einer unrichtigen Einschätzung ihres Charakters und ihrer Bedeutung.

Stufenmündung und Trogschluß.

Die „Stufenmündung" soll eine Gletscher-Erosionsform sein; allein auch bei Wassererosion muß der kleine, weiter zurückliegende Nebenfluß in der Austiefung gegenüber dem starken älteren Hauptfluß in Rückstand kommen. Die Stufenmündungen hat Rütimeyer schon vor Davis verfolgt, richtig beschrieben und überdies noch richtig erklärt. Man vergesse nicht, daß es auch ehemals vergletscherte Gebirge gibt ohne Stufenmündungen, und nie vergletscherte mit solchen!

Ja, selbst die typischste Form, welche Verwitterung und Erosion zusammen erzeugen und deren Bildung und Fortgang man oft zusehen kann, der Talzirkus als Talhintergrund, wird heute als „Trogschluß" in den „glazialen Formenschatz" eingereiht! Der Gedankenweg führte über das mißverstandene Kar hierher. Betrifft die trichterförmige Auswitterungsnische, die sich vom Schlucht- oder Talhintergrund als von der erosiven Exportbasis aus gebildet hat, ein hochgelegenes Nebental, so bleibt ihr der Name „Kar" mit glazialem Geschmack; betrifft sie ein größeres Tal, so heißt sie jetzt „Trogschluß". Es widerspricht völlig meinem Mitgefühl für den Gletscher, ihm das Ausstechen eines Trogschlusses zuzumuten.

Man durchlese übrigens Aufsätze, wie z. B. Lautensach, „Über den Stand unserer Kenntnis vom präglazialen Aussehen der Alpen" (Zeitschr. der Ges. für Erdkunde, Berlin 1913). In diesem Titel würde übrigens das Wort Kenntnis besser durch Unkenntnis ersetzt. Da bekommt man ein Bild der Verwirrung, in welche viele Geographen hineingeraten sind. Stets leiden diese Gedankengänge an der Suggestion, auch Großformen müßten dem Gletscher zugeschrieben werden, und die Gletscher hätten in den Alpen eine „gereifte" Gebirgslandschaft neu belebt, als ob die jungen Alpen jemals seit ihrer Entstehung auch nur vorübergehend Muße gefunden hätten, „auszureifen"!

Theoretische Reflexion.

Daß das Auschleifen durch den Gletscher oder, genauer gesagt, die Vertiefung eines Tales durch den Gletscher, etwa tausendmal geringfügiger ist als die Talaustiefung durch das Wasser in gleicher Zeit, geht schon mit Notwendigkeit aus Folgendem hervor:

1. Gletscher und Fluß sind nur die Motoren, die Geschiebe die Feile. Die mechanische Arbeit, die Gletscher oder Fluß im ganzen anwenden können, ist proportional der lebendigen Kraft des Motors. Dabei sind Gefälle und Masse an derselben Querschnittsstelle annähernd gleichgroß, ob das Wasser als Fluß geschwind und mit kleinem Querschnitt, oder als Eis langsam und mit großem Querschnitt

durchströmt. Mehr Arbeit kann im ganzen weder der Fluß noch der Gletscher aufwenden.

2. Der Gletscher dezentralisiert aber diese gleiche mechanische Arbeit über seine ganze Untergrundsfläche durch die Talsohle bis hoch an die Gehänge hinauf. Der Fluß dagegen konzentriert diese Leistung auf die eine schmale Furche des Talweges, so daß er in gleicher Zeit in der engen Furche so viel ausschleift, als der entsprechende Gletscher im ganzen mächtigen Talquerprofil verteilt zu leisten vermag. Beim Gletscher bleibt also nur ein kleiner Bruchteil für die Vertiefung des Talweges übrig.

3. Der Gletscher beschützt seinen Untergrund in hohem Maße gegen Verwitterung. Er schützt vor Sonne, raschem Wechsel von naß und trocken, Kohlensäure der Luft, Temperaturwechsel, Pflanzenwurzeln usw. Er schaltet dadurch die kräftigste Hilfe nicht ganz, aber größtenteils aus. Der Fluß dagegen überläßt die Anschrägung der Gehänge der Verwitterung und benützt die von ihr gelieferten Spähne als Feile.

Wenn aus dieser Betrachtung hervorgeht, daß die Gletschererosion nicht $^1/_{500}$, vielleicht nicht $^1/_{1000}$ so kräftig austiefend auf den Talweg wirken kann, als die Flußerosion, so ist klar, daß nur Kleinformen auf Gletschererosion beruhen können, um so mehr, als die Gletschererosion nur zeitweise, die Flußerosion viel andauernder gewirkt hat. Eine Tal- und Seebeckenaustiefung von 100 bis 500 m würde aber den Großformen angehören.

Ganz nachdrücklich verweise ich hier nochmals auf die gründliche und vielfach von ganz andern Beobachtungen ausgehende Erörterung der Frage der Glazialerosion von Seebecken durch F. A. Forel (Le Léman, 1892 S. 188—198). Er stützt sich auf seine vielen Beobachtungen unter Gletschern und am Boden vor zurückweichenden Gletschern. Er zeigt, daß der Gletscher seinen Untergrund nur dann abschleifen kann, wenn das Wasser vorweg den entstehenden Schleifschlamm abspühlt, was in einem Becken unmöglich ist. In Becken häuft er schlammige Grundmoräne an, die den Fels schützt. „Le glacier ne creuse pas des lacs."

Zusammenfassung über die Randseentäler.

Hier ist indessen nicht der Ort, auf diese Fragen als solche allgemein einzugehen. Es handelt sich hier für uns nur darum: Können oder müssen wir der diluvialen Gletschererosion einen gewaltigen Einfluß auf die Tal- und Seebildung in unserem Lande, und zwar zunächst im Molasselande, zuschreiben oder nicht. Alle Forscher, welche den Gletschern das Ausschleifen der Seen zutrauen, geben übrigens zu, daß die Hauptanlage der Talbildung nicht von den Gletschern herrührt und daß stets die Erosionstäler die Leitrinnen der Eisströme gebildet haben. Sogar Lautensach kommt mit seinen Taltrögen und Trogschlüssen nicht aus ohne fast ebensotiefe vorangegangene Wasserfurchen und findet, de Martonne „weise mit Recht darauf hin", daß ein nicht unwesentlicher Teil der eiszeitlichen Eintiefungsarbeit den Flüssen eisfreier Zeiten zugeschrieben werden muß! — Allerdings! Wir wollen hier auch keine Rücksicht auf die am internationalen Geographenkongreß in Genf 1908 geäußerte Meinung nehmen, daß 95% der alpinen Talbildung Gletscherwirkung sei, wir wollen die gemäßigtere Ansicht von Penck im Auge

behalten, daß etwa $^1/_4$ oder $^1/_5$ der alpinen Talbildung, also etwa 300 bis 600 m der Austiefung Gletscherarbeit sei. Auch dies ist noch viel zu viel!

Die Talgehänge der Randseentäler sind landschaftlich wunderschön mannigfaltig gegliedert, oft scharf modelliert in „Hörnern" und Buchten, ohne jeden im großen sichtbaren abstumpfenden Anschliff. Sie sind reich an überraschenden eckigen Wendungen und scharfen Erkern und Kulissen, an Inselbergen, die mitten in den Talwegen aus Kiesauffüllung oder Wasser aufragen, an Teilecken, die keine Abrundung und kein Unterschleifen, kein Anschneiden durch Trogform zeigen. Wo der Gletscher etwas abstumpfte, hat die viel lebhafter arbeitende Verwitterung vielfach die Formen schon wieder neu geschärft und die Gletscherwirkung überwältigt. Sie arbeitet eben schneller; der Gletscher konserviert.

Wie einfach und langweilig geformt sind im Vergleich mit den Seelandschaften der Schweiz die schottischen Seegehänge und Berge. Aber auch die schottischen Geologen sind zur Überzeugung gekommen, daß dort die Formung der Berge samt Seebildung älter ist als die Eiszeit und die Gletscher nur Kleinformen geschaffen haben (Horne und Peach).

„Gewiß, am schweizerischen Kalkalpengebirge ist nicht viel zu sehen von der Gletscherwirkung, allein in den kristallinen Alpen, da zeigt sich die Gletscherwirkung in ihrer ganzen Größe", so hörte ich einen Vertreter der andern Richtung sagen. Im Kristallinen sind die Schliffe und ist die glaziale Gestaltung der Kleinformen viel besser erhalten; das hat die Phantasie der Beobachter überwältigt. Die Großformen widersprechen auch hier viel häufiger einer quantitativ mächtigen Glazialwirkung, als daß sie sich mit derselben reimen ließen. Die Behauptung, daß der größere Teil der alpinen und molassischen Talbildung Gletscherleistung sei, kommt mir etwa so vor, wie wenn einer behaupten wollte, auch die runde Form einer abgeschliffenen Münze sei durch das Abgreifen entstanden.

Starker Gletschererosion entgegenstehende Formen der Randseentäler.

Es sei im folgenden auf einige Beispiele von Talformen hingewiesen, welche die Geringfügigkeit der Gletschererosion in den schweizerischen Seentälern beweisen.

Inngebiet: Felshügel Chasté und Inseln im Silsersee, Cresta bei Campfèr, Hügel von Schloß Tarasp. Statt aus dem Oberengadin nur drei solche Fälle zu nennen, könnte man deren viermal mehr namhaft machen. Im Oberengadin fiel die eiszeitliche Gletscherscheide zwischen Inntal und Bergell nicht mit der Wasserscheide an der Maloja zusammen. Die Eismassen, die von Bernina, Morteratsch und Rosegg in das Inntal drängten, waren so groß und das Talgefälle so klein, daß in der Gegend von St. Moritz ein Eisstau entstand, eine Gletscherscheide, welche das Eis aus Val Fex, Fedoz, Julier usw. und selbstverständlich vom Fornogletscher über die Malojaschwelle hinab in das steile Gerinne des Bergell wies. So finden wir alle Gletscherschrammen, alle Rundhöcker in der Umgebung von Silvaplaner- und Silsersee gegen WSW talaufwärts nach der Maloja gerichtet und geschliffen. Obschon hier während der ganzen Eiszeit die Eisbewegung auf über 15 km Tallänge der Flußrichtung entgegenlief, hat sie doch die Talgefälle nicht dementsprechend umzuwenden vermocht. Wir sehen vielmehr, daß die Eiszeit dem alten Erosionsrelief nichts mehr anzuhaben vermochte als bloßes Aufprägen verkehrt gerichteter Schrammen und Rundhöcker.

Rheingebiet: Riegel im Hinterrhein und Oberhalbstein, Bergünerstein, Hohenrhätien bei Thusis, Schloßhügel Rhäzüns, Riegel der Klus am Eingang in das Prättigau.

Im Vorderrheintal von Reichenau bis Chur und im Domleschg ragen, fast wie kleine Vulkankegel, die „Toma" aus der Alluvialebene in großer Zahl hervor. Manche enthalten Kerne von anstehendem Gestein, die meisten bestehen nur aus Bergsturzmaterial, viele haben angelagerte Moränen oder sind von solchen eingebettet (Felsberg, Bonaduz, Rhäzüns). Im Steinbruch auf dem Toma Patrusa zeigte sich auf dem Rücken die Bergsturzbreccie in ausgezeichneter Weise geschliffen und geschrammt und in den Lücken zwischen den Blöcken mit Grundmoräne gefüllt. Die nächstmögliche zugehörende Endmoräne liegt über 20 km talauswärts. Hier haben sich sogar kleine steile Inselberge aus Bergsturzmaterial behauptet.

Der ganze Fläscherberg wäre nach Lage und Form glazial erosiv „unerlaubt". Er dürfte, statt von kühn tektonisch bedingter Gestalt nur ein stumpfer Rundhöckerrücken sein. Der gletscherüberströmte Berg streckt aber genau die gleichgeformte kühne Nase in die Luft wie seine tektonische Fortsetzung, Kammegg und Alvier, die nie vom Eise bedeckt waren.

Gegen die Talteilung bei Sargans springt ein scharfer Felssporn dem Gletscher entgegen. Auf ihm stehen Kirche und Schloß Sargans; die kleinen Vorsprünge sind mit wunderschönen Gletscherschliffen abgerundet. Die Schrammen gehen teilweise schief aufwärts gegen den Gonzen hin. Die größeren Formen zeigen aber nichts von Unterschleifen. Noch etwas weiter südlich ragt Castels, ein kleiner Inselberg aus Lias aus der Alluvialebene empor. Die Talinselberge bei Bendern und zwischen Oberried und Götzis im Rheintale zerstören und unterbrechen jede Trogform, die wir un in der Tiefe denken sollten. Die vorspringenden Felskulissen aus Molasse, der sogen. „Appenzellersporn" bei Berneck-St. Margrethen, sowie der Vorsprung bei Bregenz stören den Trog. So continuierlich der Eisstrom zu sein wünschte, so bleibt die ihm zugeschriebene, unter der Alluvion angenommene Trogfurche und die sichtbare Talform ohne jede Continuität in der Form.

Wenn der Rheingletscher das Bodenseebecken aushobeln mußte, warum hat er das nicht in der fortgesetzten Richtung seines Hauptstromes gegen Ravensburg durch das Tal der Schussen nach der Donau getan, anstatt sich, unnatürlich links gewendet, die tiefste Furche zu schaffen? Warum geht die Thur nicht bei Wil in breitem Trog durch die Murg gegen W? usw. usw.

Linthgebiet: Felsinsel Thierberg im Seeztal, Bommenstein und Bommenstein-Insel im Walensee. Der Schänniserberg mit Biberlikopf bilden eine SW vorspringende, das Talprofil verengernde Ecke gerade gegenüber dem Linthtal und der Vereinigungsstelle von Walensee- und Linthgletscher, an welcher Prallstelle der Gletscher mehr als irgendwo eine unterschneidende Talerweiterung hätte schaffen müssen; dennoch ist der Biberlikopf nur konvex gerundet. Inselberge: Oberbuchberg 176 m und Unterbuchberg 190 m aus der umgebenden Kiesschüttung hervorragend, beide weiche Molasserücken, nicht von Rundhöckerform, sondern quer zur Talrichtung gestellt; Spitzberg im Wäggital; Kulissenvorsprung Rapperswil; Inseln Ufenau und Lützelau; Burghölzli bei Zürich.

Reußgebiet: Burghügel Hospental, Kirchhügel Wassen, Riegel Pfaffensprung, Felsköpfe im Maderanertal am Ende des Hüfigletschers, Balmenegg, Kirchhügel Bristen, Riegel Riet—Inschi, Zwinguri bei Amsteg; mächtig gegliederte, nicht abgehobelte Gestalten der Berge beiderseits des Urnersees, z. B. Talkulisse des großen Axen, scharfe Wendung des Sees in spitzem Winkel um den Vorsprung Treib—Seelisberg, nicht unterschliffene und nicht überschliffene scharfe Kulisse der Zinggelenegg mit Umknickung des Talzuges um dieselbe bei Seewen. Scharfe, ganz nach der Tektonik geformte Kulissen mit Talenge der beiden Nasen südlich Vitznau; der Bürgenstock, ein Inselberg im Anprall des Engelberger-Gletschers und des Brünig—Sarnen Gletscherarms. Der Lopperberg, Ausläufer des Pilatus, eine dem Brünig—Sarnertal-Gletscherarm völlig im Wege stehende Kulisse, zeigt keine Formanpassung an eine stärkere Abschleifung durch den Gletscher, der darüber gehen mußte. Er ist wie der Bürgenstock eine Gestalt, die rein durch die der Anatomie nachtastende Verwitterung modelliert wurde. Hier sieht man, wie gleichartig und harmonisch infolge gleichen tektonischen Baues und gleichen Gesteines die obersten Gräte des Pilatus einerseits und des Lopperberg und Bürgenstock andrerseits sind und daß kein in der Landschaft sichtbarer Unterschied dadurch entstanden ist, daß der erstere nie, die letzteren aber lange und mächtig vom Eise überflutet worden sind.

Warum hat der Reußgletscher nicht den geraderen Weg Urnersee—Goldau—Zugersee, oder gar durch viel weicheres Gestein die Strecke Schwyz—Sattel—Rothenturm zum Haupttalsee ausgeschliffen, statt des Zickzack-Umweges nach links? Warum hat er nicht in seinem Hauptstromstrich die Schwelle von Goldau heruntergeschliffen? Warum dann aber nachher den Kessel von Oberart und den Oberzugersee z. T. in gleichem Gestein vertieft und gleich darnach den mitten in der Haupttalrichtung quer entgegenstehenden Kiemen und die Kulissenrippe von Buonas ohne jede für ihn typische Prägung belassen?

Warum ist die der Eisflut so sehr im Wege stehende Sandsteinschwelle Sonnenberg—Luzern—Dottenberg—Buonas nur von einer Anzahl enger glazialer Abflußrinnen durchschnitten, und der Gletscher zuerst über dieselben hinweg und dann wieder ins Sempacher- und Baldeggerseetal hinaufgestiegen ohne den Vierwaldstättersee in den Sempacher- und Baldeggersee fortzusetzen, ohne den alten Haupttalweg zum Seetrog auszuschleifen, und ohne außerhalb Luzern ein großes Zungenbecken zu schaffen, während dann der kleinere Eisarm desselben Reußgletschers in derselben Gesteinszone das weite Becken des unteren Zugersees ausgehobelt haben soll? Im Rigischatten soll er den Küsnachterarm ausgeschliffen haben? Nein, er hat dort einen Teil des großen alten Tallaufes Brünig – Sarnen—Küsnacht—Zugersee mit Moränen mächtig zugeschüttet. Wenn der Gletscher auch nur die letzten 100 m ausgetieft hätte, wie könnte es dann sein, daß so viele Bergrippen und Bergrippchen, so viele Talwege dieses Gebietes (Küsnachterseetal, Wurzenbachtal, Rootseetal) und gerade auch der für die lebendige Wasserabfuhr endgültig maßgebendste Talweg (Emmental—Reuß) quer zur Eisbewegung verlaufen, während die in der Eisrichtung laufenden Talfurchen (Stansstad—Horw—Kriens, Luzernerarm des Vierwaldstättersee- und zum Teil Zugerseebecken) stumpf vor weichen Sandsteinrippen endigen und nur jüngste enge glaziale Abflußrinnen ihrem Wasser Ausweg bieten? Alles das ist nur verständlich, wenn man das höhere Alter der Haupttalwege und deren Durchkreuzung mit Dislokationen einerseits und die Ohnmacht des Gletschers gegenüber größeren Formen andererseits anerkennt — oder einfacher ausgedrückt, wenn man dem Gletscher einige Meter, aber nicht einige hundert Meter Erosionskraft und Austiefung zutraut.

Aaregebiet: Vom Juchligrat und Nollen an der Grimsel haben wir schon berichtet. Weitere dem „Taltrog" widersprechende Formen sind: im Haslital der Hinterstock bei Handegg, Hohfluh bei Guttannen.

Die mächtigen Malmkalksporne beiderseits von Hasli-im-Grund sind sehr stark vom Gletscher angeschürft und angerundet; allein beide haben ihre konvexe Gesamtform behalten; kein Unterschleifen hat stattgefunden. Sie sind konvex vorspringende Bergecken geblieben trotz ungewöhnlicher Beanspruchung durch ihre Torpfosten-Stellung. Die unterhalb folgende Felsschwelle des Kirchet soll der Gletscher mitten zwischen einer Austiefung oberhalb in viel festerem und einer solchen unterhalb in gleichem Gestein verschont haben. Der Fluß freilich hat die Schwelle an mehr als einer Stelle tief zu durchschneiden vermocht. Der Kirchet hat oben deutliche Gletscherschliffbuckel, allein seine Gesamtform ist das Gegenteil; er ist talauf steil, talab sanft geböscht. Nur die Kleinformen an seiner Oberfläche sind nach der Gletscherarbeit modelliert, die größeren, die über 10 oder 20 m gehen, schon nicht mehr. Solche Riegel sind für die große Glazialerosion so unverständlich wie die Inselberge, und wenn ich auch offen eingestehe, daß ich ihre Entstehung nicht erklären kann (letzte Dislokationen?), so ist das kein Beweis, daß sie glaziale Ausschliffrelikte seien. Damit stimmt eben ihre Form nicht überein.

Wenden wir den Blick vom Kirchet gegen den Brienzersee, so sehen wir mitten aus dem breiten Talgrund die scharfe Rippe der Ballenbergfluh aufragen. Sie besteht nicht etwa aus festerem Gestein.

In der relativen Gleichförmigkeit der Gehänge des Brienzersees bildet die Senggfluh einen Unterbruch, ebenso die Kulisse nördlicher Ausläufer des Morgenberghornes bis Interlaken. Der Rugen ist, obschon Prallstelle des Lütschinengletschers, nicht übertieft. Die Kulisse am Fuße von Beatenberg ist tektonisch bedingt, für den Gletscher war sie ein Stein des Anstoßes. Das gleiche gilt vom Mannenberg bei Zweisimmen, der Burgfluh bei Wimmis, Burgfluh und Spiezerberg bei Spiez und endlich in sehr ausgesprochener Art in der flachen Molasse draußen vom Belpberg und

dem Gurten bei Bern. Diese beiden letzteren sind deutlich an ihrer Oberseite einige Meter abgeschliffen, an der Unterseite steil geblieben.

Gebiet des Rhone-Erratikum: Gletschergeschliffene Inselberge, dem Taltrog zuwider, sind unter vielen andern: Serpentinhügel unterhalb des Gornergletschers, Titer am Fiescherglетscher, besonders auffallend der Heidenhügel bei Raron, der Tourbillon bei Sion; der letztere, obschon alt, hat sich auch gar nicht in die Rundhöckerform gefügt. Die vorspringende, in allen Einzelheiten gerundete, geschliffene Bergecke rechts der Rhone, nördlich gegenüber Martigny, ist nicht einmal so viel durch die gewaltsame Umbiegung und das Andrängen des Eisstromes an dieser Stelle abgerundet worden, daß man davon in einer Karte 1:50000 etwas sehen könnte. Die scharfe, gegen S gerichtete Bergkante reicht bis in den Talboden. Keine Spur einer Trogform ist daran angeschnitten, wohl aber wird sie jetzt unterschnitten von der durch den Drance-Schuttkegel dorthin gedrängten Rhone. Sogar die Prallstelle des Rhonegletschers, die Bergkante la Bâtiaz bei Martigny ist entgegenspringende Ecke geblieben. Der Gletscher aus Val Ferrex und Entremont hat die Dummheit begangen, den zackigen Umweg über Sembrancher, statt den viel direkteren Talweg von Champey zu übertiefen.

Weiter folgt der Riegel von St. Maurice, ein arger Unterbruch in der Kontinuität des Troges, ganz analog dem Kirchet. Der auffallende Inselberg von St. Triphon geht durch Steinbruchbetrieb seinem Verschwinden entgegen. Was der Gletscher in einigen Jahrtausenden nicht vermocht hat, das leistet die menschliche Industrie in zwanzig Jahren. Den größten Vorwurf aber mache ich dem Rhonegletscher dafür, daß er, trotzdem er seine Eisflut geradlinig in der Richtung des unteren Rhonetales gegen N über Vevey—Moudon nach dem Chasseron entsandte und dort in der Richtung seines direktesten Stromstriches auch tatsächlich am höchsten (bis 1450 m) am Jura aufbranden ließ, im weichen Molassesandstein dieses Weges nicht einmal seinen gewaltigen Hauptstromstrich etwas eingezeichnet, geschweige zum Seetal ausgetieft hat. Dafür soll er in der am meisten links gewendeten, in der Eisbewegung jedenfalls ursprünglich viel schwächeren und unbestimmteren Linie, den Lemansee geschaffen haben? Die Strecke Brig—Martigny—Genfersee soll im festeren Gestein in Z-Linie einige hundert Meter übertieft worden sein, aber der Hauptstromstrich des Rhonegletschers über Vevey—Moudon—Neuenburgersee hat in der weichen Molasse kaum eine Spur hinterlassen! Und auch die Prallstelle am Chasseron ist von nennenswerter Umformung durch Gletschererosion verschont geblieben, es hat hier kein Einbruch in den Jura stattgefunden. Was der Rhonegletscher in seinem Hauptstromstrich nicht vermocht hat, das soll er dafür in seinem östlichen Abfluß von der Prallstelle weg getan haben? Die Talwege von Payerne und vom Neuenburgersee bis Solothurn sollen vom Gletcher ausgehobelt sein. Die Laune, daß er dort Jolimont, Petersinsel, Jensberg, Büttenberg verschont hat, nimmt man in den Kauf und findet dafür irgendeine Entschuldigung; wenigstens laufen dieselben der Rundhöckerform nicht zuwider.

Das Becken des Genfersee schließt nach S mit einem Molasseriegel ab, der zwar sanft geformt, aber über 300 m hoch quer zur Strömungsrichtung des Eises den Jurarücken Vuache mit dem Salève verbindet. Es ist die Montagne de Sion. Er ist mit einer Endmoräne aus der Rückzugszeit der letzten Vergletscherung gekrönt. Die Rhone findet ihren Weg weit nördlich, wo sie in wilder enger Schlucht die südwestlichste Jurakette durchbricht. Also auch hier ist der Weg des mächtigen Gletscherstromes nicht ausgetieft, wohl aber wird das Gebiet durch eine seitlich gedrängte enge Flußrinne drainiert — stets die gleiche Ohnmacht des Gletschers, die gleiche Findigkeit und Eintiefungskraft des Wassers!

Ich habe mich hier ganz nur an die Seetäler der Nordseite gehalten. Gleiches zeigen auch die Seetäler der Südseite der Alpen. Ich erinnere nur an den Inselberg S. Salvatore, dem die Eisflut über den Kopf ging, an den Taltorso Monte Ceneri, den der Gletscher nicht übertieft hat. Auch die andern Täler der Alpen, der subalpinen und der flachen Molasse, die nicht zu den Randseetälern gehören, zeigen entsprechende Erscheinungen.

Bergseen.

Es gab und gibt vielleicht heute noch einige Glazialisten, welche das Phenomen der Bergseen in Bausch und Bogen der Glazialerosion und den

ihr zugemuteten Launen zuschreiben. Die Bergseen sind aber ganz verschiedenen Ursprunges. Wir werden im Abschnitt über die Alpen näher darüber sprechen. Es gibt Bergseen in Talwegen und solche gänzlich außerhalb der Talwege; die Ursache der Stauung oder Übertiefung kann sehr verschiedener Art sein. An dieser Stelle genügt es anzuerkennen, daß es darunter auch Seen gibt, die auf Gletschererosion zurückgeführt werden können oder müssen.

Der Melchsee auf der Frutt ist wenig tief. Er ist die flache Wanne der Alp etwas weniges unter Wasser fortgesetzt, soweit der weiche Oxfordmergel reicht. Er endigt an den darunter talwärts sanft ansteigenden Malmkalken und ist an diesem unteren Ende von einer Moräne umgeben. Sein Abfluß versinkt in einem Trichter im Malmkalk. Ausschleifen der Wanne im Oxfordschiefer durch die Lokalgletscher der Fruttalp ist einleuchtend.

Der Gelmersee im Haslital ist ein Becken im Granit. Der Riegel ist eine flache Gletscherschliff-Landschaft, die nachher mit scharfem Abbruchrande ins Haslital abfällt. Der See ist nicht tief und von oben schon stark zugeschüttet. Die hinter dem See vorhandene starke Einengung des Tales scheint dort eine stärkere Austiefung durch den Gletscher erzeugt zu haben, welcher dann sofort mit der Erweiterung des Tales wieder Abnahme der Seetiefe und Ausflachung des Untergrundes zur sanften geschliffenen Schwelle folgt. Einerseits, so scheint mir, ist hier die Austiefung des Seebeckens durch Gletschererosion anzuerkennen, andererseits beweisen gerade diese Umstände die Geringfügigkeit derselben. Die Talverengerung hat den Gletscher lokal zu stärkerer Bewegung und Auskolkung veranlaßt, aber er war nicht imstande, die Einengung wegzuschleifen. Er hat einige Meter vertieft, weil er nicht einige hundert Meter zu verbreitern vermochte; sofort außerhalb der ihn bezwingenden Einengung hat er auch das Vertiefen wieder aufgegeben.

Resultate gegen wesentliche Glazialerosion der Täler.

Wenn die Gletscher im Molasseland wesentlich talbildend gearbeitet hätten, müßte das Bild der Durchtalung ganz anders aussehen. Die Hauptgletscherwege müßten übertiefte Täler sein; statt dessen sind es die Flußwege. Der Lemansee ginge östlich des Jorat gegen den Chasseron und in den Neuenburgersee, der Vierwaldstättersee würde als ein Trog kontinuierlich in den Sempachersee und Baldeggersee hinauslaufen. Der Riegel von Goldau würde auf den Boden des Zugersees hinuntergeschliffen sein und der obere Zürichsee sich in den Greifensee fortsetzen. Sporne wie der Appenzellersporn, Buonas, der Kiemen, Zinggelenegg, die Nasen, der Biberlikopf usw. würden fehlen. Inselberge, wie die Buchberge, Ufenau und Lützelau, der Bürgenstock, der Belpberg, Büttenberg, Jensberg, Petersinsel u. a., wären verschwunden, und alle Täler würden viel einfacher, geradliniger und einförmiger verlaufen, und noch vieles sähe ganz anders aus! Das ungeheure Gewirre von zerstückelten alten Haupttalwegen, aus verschiedenen Stücken eckig zusammengesetzten Flußläufen und zahllosen toten und lebendigen Rinnsalen zeigt sofort, daß die Oberflächengestaltung des Molasselandes in der Hauptsache Wasserarbeit ist.

Für die Beurteilung des Verhältnisses von Gletscher- zu Flußwirkung in der großen Gestaltung des schweizerischen Molasselandes scheinen mir folgende Tatsachen besonders maßgebend zu sein, weil sie unabhängig von der Einmischung eines mehr oder weniger entwickelten Formensinnes und einer im einen oder anderen Sinne eingelebten Auffassung sind:

1. Alle tiefen und übertieften Täler sind solche, denen ihr erodierender Fluß durch das ganze Diluvium oder wenigstens

durch das jüngere Diluvium und besonders in den Interglazialzeiten **treu geblieben** ist.

Beispiele: Rheintal von Thusis bis untere Enden des Bodensees, Linth- Limmattal, Aaretal von Meiringen bis Bern, Rhonetal Brig bis unterhalb Genf, Tessintal Biasca—Locarno.

2. Alle Täler, die ihre Flüsse **vor** dem jüngeren Diluvium verloren hatten, sind in der Vertiefung zurückgeblieben und nicht übertieft, **obschon sie während der größten und der letzten Vergletscherung die Hauptstromwege des Eises waren.**

Beispiele: Toter Oberlauf des Glatt-Tales Rüti—Grüningen—Greifensee, alte Reußtalstücke: Sattel—Rothenturm—Biberbrugg, Sattel—Ägerisee, Seewen—Lowerzersee—Goldau—Arth, Luzern—Sempach, Luzern—Eschenbach—Hochdorf—Baldeggersee, Hauptstrich des Rhonegletschers: Vevey—Attalens—Moudon—Neuenburgersee.

In den Alpen zeigt sich die gleiche Erscheinung in noch viel imposanteren Dimensionen. Hauptstromwege für das Eis der vorletzten und der letzten Vergletscherung, aber dennoch nicht nur nicht übertieft, sondern in der Austiefung um Hunderte von Metern zurückgeblieben sind z. B.:

Talstrecke Tiefenkastel — Lenz—Lenzerheide — Parpan — Churwalden — Chur, Kunkelspaß — Vättis—Taminatal, Brünig—Lungern— Giswyl, Champeytal, Paßtal Monte Ceneri usw. usw.

3. Die tiefsten Talrinnen von den Randseen bis über das Gebiet der Vergletscherungen hinaus sind in der großen Interglazialzeit ausgespühlt und dann vor Ankunft des Gletschers mit Rinnenschotter (Hochterrassenschotter) gefüllt worden. Die beiden letzten Vergletscherungen sind darüber gegangen, **ohne diese Rinnen auszuräumen;** sie sind vielmehr nur noch mehr mit Moränen und fluvioglazialen Schottern zugeschüttet worden.

Beispiele: siehe Seite 296

4. Auf ausgedehnten Flächen, an Gehängen wie in Haupttalböden, die in der vorletzten und letzten Vergletscherung mächtig vom Gletscher überflutet wurden, sind nicht nur Aufschüttungen dieser Gletscher liegen geblieben, sondern über ältere lockere Ablagerungen ist der Gletscher hinweggegangen, **ohne sie auszuräumen.** Es gilt das von den Seelandschottern, dem Hochterrassenschotter, den Schieferkohlen, den Bänderthonen der Altmoränen, manchen Altmoränen, interglazialen Bergstürzen, Toma und anderen Bildungen mehr, und zwar selbst mitten in den Hauptstromstrichen der Gletscher. Die beiden letzten Eiszeiten haben die Täler des Molasselandes vorwiegend aufgeschüttet.

Diese vier Tatsachengruppen beweisen, daß die unter Schutt oder Wasser liegende „Übertiefung" so vieler Täler nicht Gletscherarbeit sein kann, sondern auf regionenweise Gefällsabnahme und rückläufige Einsenkung seit der Erosion der Täler durch die Flüsse zurückzuführen ist. Ausschaltung des Flusses hat die Vertiefung sistiert. Der gewaltige Gletscher, der dem alten Talweg verblieben ist, vermochte sie nicht merkbar nachzuholen!

IV. Flußverlegung durch Erosion oder Vergletscherung.

Literatur:

O. Gilliéron: „Beiträge" Lfg. 18, 1885
Alb. Heim: Gechichte des Zürichsee, Neujahrsblatt der naturf. Ges. Zürich 1891
Du Pasquier: Déplacements des cours d'eau. Bull. Soc. Neuch. Sc. nat. 1891.

Äppli: „Beiträge", n. F. IV, 1894.
Lugeon: Sur la fréquence de gorges épigénétiques. Bull. Laborat. Lausanne 1901.
Hug: „Beiträge", n. F. XV, 1907.
Michel: Contributions à l'étude des cours d'eau du plateau fribourgeois. Bull. Soc. Neuchât. de géographie 1907.
Schardt: Dérivations glaciaires de cours d'eau etc. C.-R. IX congr. géog. Genève 1908.
Gaston Michel: Les coudes de captures du pays fribourgeois. 1910.

Arten der Flußverlegungen.

Im Molasselande sind durch die Erosion, welche der ersten Vergletscherung in wiederholten Interglazialzeiten folgte, eine Menge von Flußverlegungen zustande gekommen. Bald hat durch Rückwärtsverzweigung und Rückwärtserosion das eine Flußsystem das andere angeschnitten, bald haben die verschiedenen Arme ein und desselben Flußsystemes dies untereinander getan, bald haben wieder die zeitweisen Vergletscherungen und ihre Aufschüttungen Ablenkungen erzeugt. Der Gletscher konnte nicht Berge versetzen, allein er konnte Flüsse versetzen, und versetzte Flüsse bildeten versetzte Täler und trennten dadurch neue Berge ab. In den Interglazialzeiten arbeitete die Erosion ungestört, unter den Gletschern war sie wieder gehindert. So kann das Schicksal eines Talstückes vielfach gewechselt haben. Es sind zu unterscheiden: Alte Stammtäler, die sich durch alle Schicksale hindurch behauptet haben und in denen noch ein lebendiger Fluß, manchmal noch ihr Stammfluß, manchmal ein anderer später hineingeratener arbeitet; ausgeschaltete alte Talstücke, „Torsi", die keinen entsprechenden Fluß mehr haben; sie bleiben in der Austiefung zurück. Ferner gibt es junge Talstücke, z. Teil erst während oder nach der letzten Vergletscherung entstanden. Viele der letzteren sind nur durch einen zeitweiligen Gletscherbach gebildet worden und reihen sich heute auch zu den toten Tälern ein; sie sammeln nur einen kleinen Bach, der in keinem Verhältnis steht zum Tale, das er durchzieht. Andere junge Talstücke haben einen Fluß behalten, der noch jetzt an ihrer Ausbildung arbeitet. Sonderbare unsichere Wasserscheiden trennen oft die Stammtäler von den Ablenkungen. Wir wollen einige Belege für die verschiedenen Typen geben. Die mir bis zur Stunde bekannt gewordenen Erscheinungen der Flußablenkungen, besonders im Molasselande, sind in Tafel XV zusammengestellt. Ein Versuch, dabei noch eine eingehendere Typengliederung anzuwenden, ist mir nicht gelungen. Nur bei einem viel größeren Kartenmaßstabe könnten die Schwierigkeiten annähernd überwunden werden. Wir könnten die Geschichte vieler Talsysteme und besonders die Reihenfolge der Ereignisse viel besser feststellen, wenn die Erosionsterrassen im Fels überall sichtbar wären; allein die Moränen haben uns diese wichtigsten Skalenteile der Talerosion meistens zugeschüttet, und die Fluvioglazialschotter reichen nicht weit genug talaufwärts. Der Gletscher hat uns die Erosionsgeschichte vieler Täler zugedeckt und erweckt damit den Anschein, als hätte er selbst das Tal zum großen Teil geschaffen. Fallen wir nicht auf diese Vorspiegelung hinein! An moränenfreien Gehängen sind die echten alten Flußerosionsterrassen im Fels zu sehen.

Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

t. Leipzig

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Beispiele von Flußverschiebungen im Molasselande.

(vergl. Tafel XIa und XV.)

Das Glatt-Tal. Das Zürichseetal ist eigentlich das Stammtal der Sihl. Die Wäggitaleraa und die Linth, zeitweise auch der Westrhein (Walensee-Rhein) gingen durch den Greifensee, Katzensee und über Würenlos in die Sihl. Wahrscheinlich hatte, wie wir es schon Seite 348 erwähnt haben, ähnlich wie bei der Ablenkung von Emme und Reuß ins Molassestreichen, auch hier die randalpine Faltung und Einsenkung der Molasse schon vor der größten Vergletscherung zur Ablenkung der Linth ins Zürichseetal geführt. Das Greifenseetal blieb damit trotz der es später durchströmenden Eisfluten in seiner Austiefung zurück. Der Greifensee liegt jetzt 30 m höher als der Zürichsee, der Greifenseegrund 170 m höher als der Zürichseegrund. Das Greifenseetal war nun seines alpinen Flusses beraubt, deshalb Stauung durch Moränen zur Seebildung. Die alten Molassesteilborde des Tales sind südlich Gossau und an beiden Ufern des Greifensees stehen geblieben. Beim Rückzug nach der letzten Vergletscherung dämmten die Moränen bei Killwangen und am Katzensee den noch in dem Tale ohne Oberlauf sich sammelnden schwachen Glattfluß ganz vom Limmattal ab gegen rechts dem Rheine zu in ein benachbartes, vielleicht noch älteres ehemaliges Linthtal. Die Linth treffen wir schon vor der größten Vergletscherung im Zürichseetale.

Das Sihltal (Fig. 61. u. 62). In gewissen Stadien hat schon der Gletscher der vorletzten Vergletscherung und nachher noch dauernder und entscheidender derjenige der letzten Vergletscherung durch eine mächtige Seitenmoräne bei Schindellegi das obere Sihltal vom Zürichseetal abgedämmt und zu mächtiger Aufschüttung gezwungen. Aus der Zeit der vorletzten Vergletscherung mögen die Terrassenflächen von Moosackerboden bei Hirzel, Kellerboden bei Obersihlwald und der alte Talweg zwischen dem Albis und dem Wildpark Langenberg—Langnau stammen. Während und nach der letzten Vergletscherung, genauer durch die Moräne des zweiten Zwischenstadiums vor der Zürichermoräne, ist dann die Sihl auf dieses Terrassengesimse fixiert worden und hat sich sodann in ihre jetzige Tiefe hinab eingeschnitten (Fig. 61). Die linke Seitenmoräne des Linthgletschers im Zürichseetale, d. h. die mehr oder weniger vereinigte Fortsetzung der Endmoränen von Killwangen, Schlieren und Zürich, bildet am Abhang des Hohe Rhonen und Albis die dauernde Leitlinie für die durch den Gletscher aus dem Zürichseetal verdrängte Sihl. Auf dem neuen, nur einmal vorübergehend bei Sihlbrugg nach der Reuß abgeirrten Wege, grub sich nun die Sihl in die

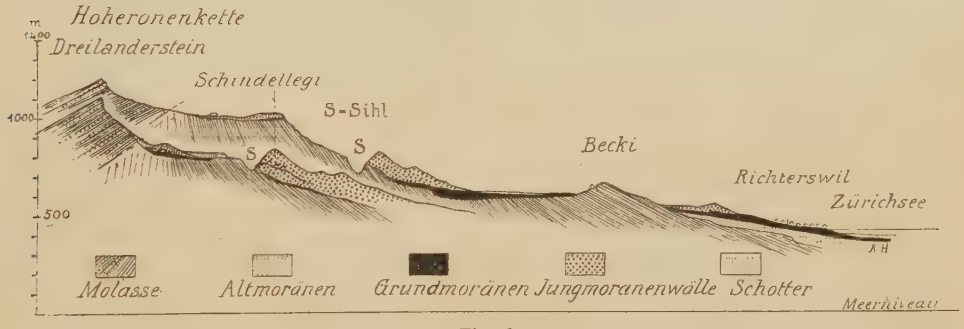


Fig. 61.

Die Sihl bei Schindellegi durch Jungmoränenwälle (Stadium Zürich) an den Abhang der Hoheronenkette fixiert.

Molasse ein. Die erste Anlage des Sihltales von Schindellegi bis Zürich mag einem Rückzugsstadium der größten Vergletscherung, die Hauptausbildung der letzten Eiszeit angehören. Das Dorf Schindellegi steht an einer Stelle, wo die dort bloß noch 12 m über den Fluß reichende Moräne die Sihl von dem Durchbruch in den nahen, 350 m niedrigeren Zürichsee abhält. Der südliche Pfeiler der dortigen Bahnbrücke über die Sihl steht in Molassefels, der nördliche hat den Grund der Moräne nicht gefunden. Die Wanderung von Schindellegi bis über Hütten ist herrlich: durch die scharfe gewaltige Moränenrippe ist die Sihl an den steilen Bergabhang geheftet. Sie hat sich schon 10 bis 30 m tief mit prachtvollen Erosionskesseln in die Molasse eingeschnitten; in ihrem seichten Sandsteingesimse ahnt sie nicht mehr, wie leicht ihr einst der Ausbruch nach dem tiefen ihr an-

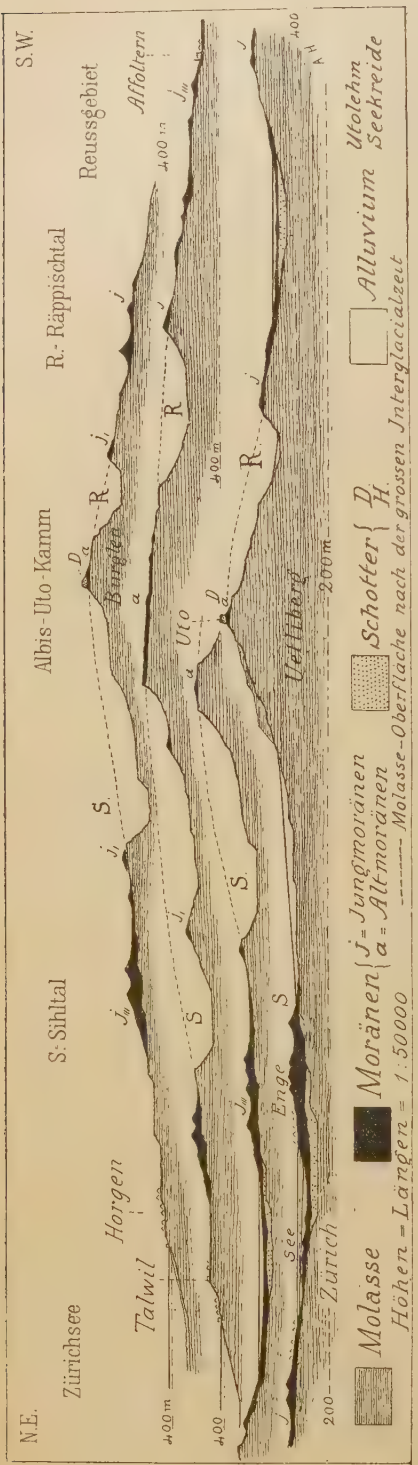


Fig. 62.
Coulissenprofile durch den Uto-Albiskamm vom Zürichsee bis gegen die Reuß.

gestammten Zürichseetal gewesen wäre. Weiter unten geht ihre tiefe Furche infolge mehrfacher Verlegung bald bloß durch Diluvium, dann durchschneidet sie wieder einen Molasseriegel. Vom Sihlsprung an abwärts bis zur Papierfabrik Zürich liegt die Sihl fast stets im Molassefels; das Sihltal ist beinahe moränenfrei; denn es ist ja jünger als die letzte Eiszeit. Die wenigen Moränen im Sihltal sind durch Untergrabung herabgerutscht. Die Talbildung ist noch nicht fertig, man sieht viele kahle, frisch abgestürzte Uferstellen; das Sihltal sucht sich zu vertiefen und mittelst Flußausbiegungen zu verbreitern.

Das Räppischtal. Im ersten Zwischenstadium nach demjenigen von Schlieren bildete die rechtsseitige Randmoräne des Reußgletschers am Albisabhang die Leitlinie für einen bei Hausen hinter dieselbe austretenden Flankenabfluß. Die Erosion durch diesen Gletscherbach legte das Räppischtal an. Mit dem Rückzug des Gletschers auf die Moräne von Affoltern (Zwischenstadium 3 c) stund der Gletscherbach ab. Die gebliebene Rinne aber sammelte nun ohne alpinen Zufluß das Wasser der Albisseite zur jetzigen Räppisch. Die Räppisch hat sich eingeschnitten und das Tal durch Serpentinisieren verbreitert; sie hat aber, ihrer geringen Wassermenge entsprechend, größeres Gefälle nötig, so daß das Tal nie so tief werden kann, wie das Sihltal an der andern Flanke des Albis. Die Aufstauung der Räppisch durch einen Bergsturz zum Türlersee stammt erst aus viel späterer Zeit.

Der Vorgang der Entstehung des Räppischtales hat sich dann, in etwas tieferem Niveau gegen W verschoben, mit den periodischen Rückgängen der Reußgletscherzunge noch zweimal wiederholt und jeweilen zwischen Räppisch und Reuß Parallelfurchen (Jonentälchen, Haselbach usw.) von 7 bis 10 km entlang den verschiedenen Seitenmoränen geschaffen (Hug).

Das Naturbild von Zürich und Umgebung (Tafel XVI und Fig. 62). Albis und Ütliberg, die noch vor der letzten Vergletscherung ein breiter Rücken, dem Zürichberg und dem Lindenberg vergleichbar, waren, sind durch die beiden von Moränen des Linth- und Reußgletschers an ihre Flanken fixierten Wasser in drei parallele Bergrücken zerschnitten worden.

Das Naturbild von Zürich wird bezeichnet durch den großen Gegensatz einerseits des alt-

Druck von Hofer & Cie. A.-G. Zürich

Reliefkarte von Zürich und Umgebung.

Masstab $\frac{1}{160\,000}$ 0 5 10 Km

Photographie nach einem nach Horizontalstufen von 10 m aufgebauten Relief von F. Brüngger in natürlicher (SW) Beleuchtung, bloss Terrainform darstellend.

Die Karte als Ganzes ist im auffallenden Lichte zu betrachten. Sobald man das Blatt oben gegen das Licht hebt, wird in der Durchsicht die Schrift und werden die Wallmoränen in rot sichtbar, die in der Aufsicht gezeichnet das Bild zu sehr stören würden. (Combination von Aufsichtsdruck mit Durchsichtsdruck zum Patent angemeldet von A. Heim und H. Hofer.)

A = Altmoränenwälle, I = Wallmoräne, Maximum der letzten Vergletscherung, II = erstes, III = zweites Rückzugsstadium (innerer Moränenkranz).

geformten und jungglazial ausgeglichenen sanften Zürichberges und des in der Erosion abgestorbenen wassergefüllten Zürichseetales — andererseits des wilden jungen gefällreichen Sihltales mit dem scharf gegliederten Ütliberg und Albis. Im Sihltal sind Wildwasser, Hochwasser, Eisgänge, Abrutschungen, Kahlstellen, Uferangriffe an der Tagesordnung. Seine Gehänge sind viel steiler, als sie dauernd bleiben können. Halbtrichterförmige Wildbachnischen, die stets weiter in den Albis hineingreifen und zwischen sich nur scharfe Gräte stehen lassen, erzeugen eine reiche scharfe, stets fortgehende junge Modellierung. Am Zürichberg: Ausgeglichenheit, Ruhe in vorläufig abgeschlossener Gestalt, — am Albis: Jugendlichkeit, frische Formung, scharfe Furchen und Gräte, Veränderlichkeit. (Vergl. Alb. Heim „Der Uto", Jahrb. des Schweizer. Alpenklub 1914.)

Die beiliegende Reliefkarte von Zürich und Umgebung Tafel XVI erläutert diese Verhältnisse. Im besondern ist darauf zu beachten:

1. Milde, gealterte Formen des Glatt-Tales, Zürichseetales, Reußtales und des Zürichbergs; die einzigen Schärfen darin bestehen aus aufgesetzten Moränenwällen oder eingeschnittenen jungen Bachschluchten.

2. Im Gegensatz dazu scharf gegliederte junge Formen des Albis—Utokammes und der beidseitigen Gehänge von Sihl- und Räppischtal.

3. Das alte Tal Bonstetten—Urdorf ist schief durchschnitten von dem jüngeren Räppischtal, der Bergrutsch vom Äugsterberg als Stauwall des Türlersee, die Moränenwälle an der Außenkante von Räppisch- und Sihltal, die Abdämmung der Glatt beim Katzensee, totes Tal von Seebach über Katzensee gegen W, diluvial aufgeschüttetes Plateau (Hochterrassenschotter) im Glatt-Tal, flacher Abschwemmungskegel vom Ütliberg gegen Zürich, Limmat durch den Schuttkegel der Sihl gegen rechts gedrängt, Wallmoränen in Zürich.

Ein großer Teil der Geschichte des Uto und seiner Umgebung ist aus den in diesem Bilde erkennbaren Bodenformen und Vergleich mit Fig. 61 und 62 abzulesen.

Der Verlegung der Sihl aus dem Zürichseetale an den Albis vollständig ähnlich ist die Verlegung von Kander und Simme aus dem Thunerseetale links, zeitweise bis auf die Linie der jetzigen Gürbe durch die Seiten- oder Mittelmoränen des Aaregletschers, bis künstlicher Eingriff im Jahre 1711 die Kander wieder in den Thunersee lenkte.

Tote Täler (Taltorsi), besonders glaziale Abflußrinnen der letzten zwei Vergletscherungen (Tafel XV). Das Schicksal der großen Haupttäler ist meistens sehr wechselvoll gewesen. Dagegen sind kleinere Täler oft in kurzer Zeit entstanden und wieder vom Wasserlauf verlassen worden.

Eine Menge von alten Talstücken, die vor der letzten Vergletscherung schon vorhanden waren, sind gegenwärtig ausgeschaltet; sie sind Taltorsi geworden, d. h. der Fluß, der sie geschaffen hat, geht einen anderen Weg oder ist gar nicht mehr vorhanden. Das Wasser, das jetzt in diesen ausgeschalteten Talstücken noch fließt, steht in keinem Verhältnis zum Tale und kann dasselbe nicht geschaffen haben. Der Taltorso liegt meistens mit seinem Boden höher als der nächste größere Fluß, weil er eben durch Wegnahme seines Wasserlaufes in der Vertiefung zurückgeblieben ist. Sehr viele Talstücke sind schon im älteren Diluvium als Torsi abgeschnitten und ausgeschaltet worden. Die seitherigen Veränderungen haben aber die genaueren Spuren des Herganges schon zu sehr verwischt. Am häufigsten sind diejenigen toten Täler, welche sich während der letzten Vergletscherungen als glaziale Abflußrinnen bildeten und mit dem Rückzug der Gletscher ihren Schöpfer verloren.

Einige Beispiele von durch vorübergehende Gletscherausflüsse entstandenen und seit dem Gletscherrückzuge ausgeschalteten Talstücken, mögen folgen.

Am Bodensee wird der Überlingerarm mit Radolfzell durch das tote Tal von Staringen ver-

bunden, das eine glaziale Abflußrinne war. Von Engen ging ein Flußweg zwischen Hohenhöwen und Hohenstoffeln ins Tal der Biber. Weiter westlich treffen wir auf das Fulachtal, das am Fuß des Plateaujura als glaziale Abflußrinne gebildet worden ist, als das Ende des einen Rheingletscherarmes noch bei Bietingen stand. Es wird von der Bahn von Herblingen bis Thäingen (Kt. Schaffhausen) benützt. Jetzt sammelt sich darin nur noch das eigene Wasser. Eine mehr oder weniger abgestorbene, zeitweilige glaziale Abflußrinne war auch der Talweg Rielasingen—Ramsen—Rhein.

Das Tal der Stadt St. Gallen war wahrscheinlich schon mehrmals lebendig; es ist nach dem Rückzuge des Eises der letzten Vergletscherung zum letzten Male und dauernd ausgeschaltet worden. Wie in vielen solchen toten Tälern mit lehmigem Moränengrund blieben auch hier Tümpel zurück, die nachher mit Seekreide und Torf verlandeten (schwierige Fundation des Bahnhofes und Postgebäudes in Torf, Seekreide und Seeschlamm).

Ähnliches gilt von dem Talboden Winkeln—Gossau—Wil, der mit demjenigen von St. Gallen zusammenhing. Die große Endmoräne W Wil lenkte die Thur an ihrer Innenseite nach NE und diejenige zwischen Winkeln und Gossau die Sitter in ganz gleicher Art ab. Die abgelenkten Flüsse schnitten dann quer zum Gletschertallauf, denselben in Stücke zerteilend, tief ein. Die 70 m tiefe Sitterschlucht bei Winkeln—Bruggen ist erst seit dem letzten Gletscherrückzug entstanden. Die Gehänge nördlich des St. Galler Rosenberg gegen die Sitter beweisen durch zahlreiche ausgedehnte Rutschungen die junge Formung nach dem jungen Sittertal hinab.

Einer der schönsten toten Talwege ist Wil (Rikenbach)—Dusnang und der daran sich anschließende einige Meter höhere Torso Dusnang—Bichelsee—Turbental, darin das Wasser auf ca. 18 km Länge jetzt kaum fühlt, wohin es sich wenden soll. Einst floß ein der Thur mehr oder weniger entsprechender Gletscherbach diesen Weg in die Töß. Von der Endmoräne bei Flawil ging ein glaziales Abflußtal über Bubental—Oberrindal, das zusammen mit der Furche Wil—Turbental durch den S-Rand des Rheingletschers als Leitlinie bedingt war. Der Thurgletscher war westseitlich von ähnlichen Randtalfurchen streckenweise begleitet. Hierher gehören die S-N laufenden Taltorsi bei Krinau und Mosnang.

Elgg liegt in einem toten Talstück, das von der Bahn Winterthur—St. Gallen benützt wird.

Das schön serpentinisierte, von hohen Bergen eingeschlossene, ca. 8 km lange flußlose Talstück, Töß—Neuburg—Pfungen liegt mit seinem Talboden ca. 65 m höher, als das jetzige Tößtal nördlich daneben.

Ein wahres Gewirre von Tälern ist in der Umgebung von Winterthur zu beobachten. Viele glaziale Abflußrinnen wurden mit dem Rückzug des Gletschers hinter den inneren Moränenkranz trocken gelegt. Es sind dies die Talwege: Hettlingen—Neftenbach, Wiesendangen—Winterthur—Wülflingen, Iberg—Seen—Winterthur, Fehraltdorf—Illnau—Töß. (Hug, „Beiträge", Lfg. 15 n. F. und Jul. Weber, Mitt. naturw. Ges., Winterthur 1906.)

Der ganze Klettgau ist ein mächtiges verlassenes Rheintalstück von 3 km Talbodenbreite und ca. 25 km Länge. Er ist mit viel Hochterrasse und wenig Niederterrasse gefüllt, im oberen Teil wohl über 80 m, im unteren noch ca. 30 m über den jetzigen Rhein.

Die Rheintalrinne Lottstetten—Nack—Rafzerfeld—Weyach, die ebenfalls mit Schotter 60 bis 70 m über den jetzigen Rheinlauf aufgeschüttet ist, entspricht einem andern Ausfluß des Rheingletschers zur Zeit der letzten Vergletscherung.

Das nur etwa 3 km lange Tal Kreuzstraße—Eglisau, sowie die viel längere Linie Neerach—Windlach sind samt dem heutigen Glattwege einst gleichzeitige Abflußrinnen der Schmelzwasser des Rhein-Linth-Gletschers gewesen.

Als der letzte Rhein-Linth-Gletscher hoch stand, sandte er von seiner Randmoräne durch jede Vertiefung in dem Rücken zwischen dem Talstrich des Pfäffikonersees und dem Tößtal Ausflüsse in das Tößtal hinüber. Oft werden die hohen Wasserscheiden von Moränen gebildet, während Abschwemmungskegel und hoch gelegene Niederterrassenschotterfelder sich durch die glazialen Abflußrinnen nach dem Tößtal hinabziehen. In denselben findet sich jetzt nur ein schwacher Bach, kein entsprechender Fluß mehr (Gibswil—Bettschwil—Wirzwil—Hinterburg, Bäretschwil—Neutal—Bauma, Hittnau—Hasel—Saland, Russikon—Mudetschwil—Rykon, Rümlikon—Weißlingen—Kollbrunn). Die

Abflußrinne Grafstall—Kempttal—Töß ist bis jetzt dadurch lebendig geblieben, daß die Kempt dieselbe noch heute benützt, um aus dem Glattgebiet in das Tößgebiet hinüberzufallen. Auch im Tößtal finden wir hohe Aufschüttung von Niederterrasse und prachtvolle Grundwasserquellen vor jeder Talverengerung. Es ist dem Tößtal ganz ähnlich ergangen wie dem Emmental. Beide liegen in flach geschichteten mächtigen Nagelfluhgebieten und waren während der größten Vergletscherung unter Eis, während der letzten aber ragten nur noch kleine Zungen überbordender Gletscher der Umgebung in das Gebiet hinein. Beide waren während der letzten Vergletscherung durchströmt von Gletscherbächen; sie haben das Gepräge aufgefrischter reiner Erosionsformen und sind mit Niederterrassenschotter voll Grundwasser aufgeschüttet.

Im südlichsten Striche des Walenseegletschers treffen wir auf das 40 km lange und in seinem Boden 2 km breite Tal von Örlikon—Katzensee—Buchs—Würenlos, das mit dem letzten Rückzug des Gletschers hinter die Katzenseemoräne seinen Fluß vollständig verloren hat.

Das weite Talstück Sihlbrugg—Uttingerried—Baar war ein vorübergehender Sihllauf nach der Reuß während der letzten Vergletscherung.

Dem Reußerratikum gehört der abgestorbene Tallauf Bonstetten—Birmensdorf—Niederurdorf an, der Reußwasser in die Limmat führte, dann aber während der letzten Vergletscherung von der zwischen zwei Moränen eingedämmten Räppisch schief zerschnitten und durch den Gletscherrückzug trocken gelegt worden ist.

Ein starker Arm des Reußgletscher lag im Tale Muri—Wohlen auf höherer Terrasse. Dieser Arm hat dann seinen zeitweiligen Reußzweig verloren. Durch Randmoränen ist die Reuß ganz nach rechts gefallen. Der Vorgang ist vollständig symmetrisch zu demjenigen, der den rechtsseitigen Reußgletscherfluß aus dem Tale von Bonstetten hat absterben lassen unter Ablenkung des Wassers nach links in die jetzige Reuß (Hug).

Aus dem erratischen Reußgebiet zählten Mühlberg, Osk. Frey u. a. die folgenden als glaziale Abflußrinnen entstandenen, jetzt fast in Stillstand geratenen Talfurchen auf: Dättwil—Baden, Hausen—Brugg, Tal zwischen Bötzberg und Bruggerberg, Ammerswil, Bühl—Gattwil—Büttisholz, letzteres als Abflußrinne des Suhrentalarmes des Reußgletschers zur letzten Eiszeit ins Rottal hinüber.

Ein ganzes Labyrinth jetzt toter Abflußrinnen findet sich in der Umgebung von Burgdorf Die Hauptrandmoräne des Rhonegletschers der beiden letzten Vergletscherungen läuft von SW nach NE auf der Bergflanke des Napfgebietes nahe an deren Außenrande gegen die Ebene. Sie hat als Leitlinie für die randlichen Wasser einschließlich der Emme gedient, die sich nun bergwärts, d. h. SE der Randmoräne tief in die Molasse eingeschnitten haben. Von Burgdorf über Grafenscheuer—Wynigen bis noch 2 km über Riedwil benützt die Bahn Bern—Olten dieses nun tote Tälchen von schwankender Gefällsrichtung. Es setzt sich aber von dort noch bis Langental und wieder von Langental nach St. Urban fort und ist im ganzen 20 km lang. An 5 verschiedenen Stellen hat das tote Tal Ausgänge gegen NW, die ebenfalls durch zeitweilige Gletscherwasser geschaffen worden sind. Nußbaum erwähnt noch weitere ähnliche Fälle.

Ganz so wie die Wasser des Linth-Rhein-Gletschers ins Tößtal überbordeten, so gingen auch eine ganze Menge glazialer Abflußrinnen beiderseits vom Rande des Aaregletschers aus. Die nordöstlichen führen über das nördliche Bord des Aaregletschers gegen N nach der Emme, an jeder Lücke in der Wasserscheide ansetzend, und haben schöne Tälchen eingeschnitten, die jetzt Grundwasser in fluvioglazialen Schottern führen. Nach oben haben diese Tälchen kein verzweigtes Schluchtensystem als Sammelgebiet, sondern sie endigen stumpf an der zungenförmig in die Paßlücken ausgebuchteten nördlichen Randmoräne des Aaretales, die meistens die Wasserscheiden bildet. Aarewärts folgt dann die glaziale, mit Moränen ausgekleisterte Depression. Hierher sind zu rechnen das Röthenbachtal doppelt, das Tal von Zäziwil, Biglen, Lauterbachtal, Lindental und das Tal von Hub. Hug zählt 7 solcher Flankenüberläufe des Aaregletscherwassers nach der Emme. Dazu kommen noch 2 Gletscherbäche aus der oberen Lokalvergletscherung des Emmengebietes mit Endmoränen am Sorbach oberhalb Eggiwil und an der Ilfis unterhalb Marbach. Im ganzen war also während der letzten Vergletscherung das Emmental von alpinem Eise fast frei, aber es wurde durch starke Erosion ausgearbeitet und schließlich in seinen Talsohlen durchweg mit

Niederterrassenschotter aufgefüllt durch die vielen Gletscherwasser, die ihm der Aaregletscher zusandte. Hier reichen die Schotter bis weit in die Bergtäler hinauf, und sie liefern bei jeder Talverengerung oder Seitentalmündung (J. Hug) und vielleicht auch bei epigenetischen Kreuzungen (Schardt) viele prachtvolle Grundwasserquellen von 1000 bis 20 000 Ml. Die Wasserversorgungen von Bern und Burgdorf werden von solchen gespeist.

Ganz symmetrisch dazu treffen wir aus dem linksseitigen Rande des ehemaligen Aaregletschers die alten Abflußrinnen nach dem Schwarzwasser bei Riggisberg, Butschel, Mühlern überfließend; das Könitztal hinter dem Gurten gehört ebenfalls hierzu. Die Talrinnen strahlen vom Aaregletscher aus (vergl. auch Kartenskizze Aeberhardt, Eclogae 1912).

Wir haben nun die Täler genannt, welche als glaziale Abflußrinnen am SE- Rande des Rhonegletschers und rings um den Aaregletscher während der letzten Vergletscherung entstanden sind. Durchaus Entsprechendes haben die Abwässer dieser Gletscher in höherem Niveau und weiter außerhalb schon während der vorletzten Vergletscherung geschaffen:

Nördlich um den Napf herum hatten die Stammtäler NS-Richtung (Langeten, Luthern, Röth, Wigger). Dann hat der Rhonegletscherrand die Oberläufe gesammelt und nach WE gelenkt. Die vom Eise verstopften Unterläufe sind hernach in der Vertiefung zurückgeblieben, und es ist eine Talfurche: Summiswald—Huttwil — Zell — Willisau mit flachen Wasserscheiden entstanden; die Luthern, die früher Oberlauf der Rot war, hat sich dadurch rechts nach der Wigger gewendet. Durch Randabflüsse des hochgestauten Aaregletschers sind auch das Kiesenbachtal, das Tal Tägertschi—Zäziwil—Signau und das Tal Birrmoos—Linden—Eggiwil (Josbach) zur Zeit der vorletzten Vergletscherung entstanden, ganz entsprechend dem um eine Vergletscherung jüngeren Biglental, Lauterbach und Lindental. Viel Aarewasser floß nach der Emme über.

Die Sense, welche mit Richtung gegen NW das Gebirge verläßt und gegen Freiburg ging, ist durch den Rhonegletscher und seine Randmoränen bei Plaffeien gegen NE gewendet worden. Auch im Molasseland der Westschweiz finden sich viele tote wie lebendige Talfurchen, die als glaziale Abflußrinnen entstanden sind.

Ältere Taltorsi (Taf. XV). Im Molasselande gibt es viele ältere Taltorsi. Zu denselben sind beispielsweise zu rechnen:

Im Reußerratikum Oftringen—Safenwyl—Kölliken südlich der Bornkette. Der Talweg wurde schon durch Moränen der größten Vergletscherung verschüttet.

Tote Täler aus noch viel älterer Zeit stammend, vielleicht vor Diluvium, sicher aber vor der letzten Vergletscherung ausgeschaltet oder vom Oberlauf abgeschnitten sind:

Sattel—Ägeriseetal, 833 m hoch. Die jetzige Wasserscheide bei Sattel erinnert an die Schwelle von Goldau. Die gleichen Nagelfluhrippen sind wie dort scharf ausgeprägt und nur wenig angeschliffen, nicht weggeschliffen.

Biberegg (948 m) — Rothenturm — Biberbrugg. Die Reuß ist seit der Pliocänzeit nicht mehr nach dieser Richtung geflossen, wohl aber der Reußgletscher (Grundmoränen bei Altmatt—Rothenturm, gewaltige Endmoränen bei Biberbrugg).

Der Rickenpaß diente einst der Linth, die ursprünglich das große Quertal des Toggenburg angelegt hatte.

Solche ältere höhere Taltorsi, jetzt als weite Paßtäler geblieben, gibt es in der Molasse noch sehr viele. In den Alpen sind sie ganz gewöhnlich. Man kann sie vielfach leicht aus der topographischen Karte herauslesen. Das Eis der höchsten Eisfluten hat sich ihrer wieder erinnert und sie während der Eiszeiten benützt, aber es vermochte nicht, den alten Talweg wieder herzustellen und den Paßsattel herunterzuschleifen. Es vermochte nicht einmal, die entgegenstehende steile Paßkante zum sanften Anstieg anzuschleifen (Kunkelspaß, Brünig, Tiefenkastel—Lenz usw.). Die Wirkungen der Wassererosion behalten die Oberhand trotz der für Eiserosion günstigeren Richtung.

Lebendige jungglaziale Flußläufe, epigenetische Laufstücke (Taf. XV): Als jungglaziale und postglaziale Täler, die zugleich heute noch lebendige Talwege sind, können wir beispielsweise nennen:

Rhein von Flaach bis Eglisau. Sitter von Bruggen bis Bischofszell. Kempttal von Grafstall bis in die Töß. Aatal vom Pfäffikonersee bis Greifensee, wohl als glaziale Abflußrinne des Linth-

gletschers entstanden und dann von der Aa benutzt. Sihltal von Schindellegi bis Zürich. Räppischtal von Türlersee bis Dietikon. Lorzetobel von Ägeri bis Baar.

Noch häufiger sind Flußverschiebungen auf nur kurze Strecken. Neben der alten diluvial eingedeckten Rinne liegt ein epigenetisches Ausweichungsstück.

Bei Burgdorf (Fig. 63) hat die Randmoräne des Rhonegletschers das Emmental vorübergehend abgedämmt. Die Emme wich rechts aus und schnitt ein epigenetisches steilwandiges Talstück in die Molasse. Die Stadt steht zum großen Teil auf dem Moräneschluß erhöht über dem alten Tal, die Burg aber auf dem zwischen dem alten und dem jetzigen Emmenlauf abgetrennten Molassefels, an den die Moräne westlich anschließt.

Die Sihl war nordöstlich Einsiedeln durch eine gewaltige Endmoräne (Bühlstadium), die einen Dreiviertelkreis von 3 km Durchmesser bildet, zu einem See auf ca. 920 m Meerhöhe gestaut. Der Überlauf kam rechts über eine Rippe aus steil S fallender Molasse zu liegen, an welche die Moräne angelagert ist. In 700 m Distanz voneinander bildeten sich dort beidseitig der 956 m hohen Sturmhöhe 2 Überlaufrinnen. Die östlichere ist bei 905 m Höhe abgestanden, die westlichere führt jetzt in 875 m die Sihl durch eine ca. 400 m lange steilwandige Schlucht von etwa 60 m Tiefe durch die Sandsteinrippe nach N ab. Der See dahinter ist entleert und sein alter Schlammgrund mit einem ausgedehnten Torflager (das berühmte Torfmoor von Einsiedeln) bedeckt. Ein Bohrversuch in der Mitte des Torfbeckens ist unter Torf bis 56 m Tiefe in Gletschersee- und Grundmoränenlehm geblieben, ohne anderen Untergrund zu erreichen.

Bei Emmenbruck bei Luzern dämmte eine Reußmoräne das obere Tal der kleinen Emme ab und veranlaßte einen Überlauf mit linksseitigem Ausweichen, der zu einem epigenetischen Molassetal (Emmenweid) führte.

Sensetal (Taf. XIV und Fig. 64). Einen prachtvollen Fall epigenetischer Talbildung längs einer Randmoräne der Maximalausdehnung der letzten Vergletscherung hat Aeberhardt (Eclogae 1912) festgestellt. Schon hatte der Rhonegletscher die Sense von ihrem NW-Lauf nach NE gedreht; in der letzten Interglazialzeit arbeitete sie an einem Tal, das von Leist bis zur Brücke unter

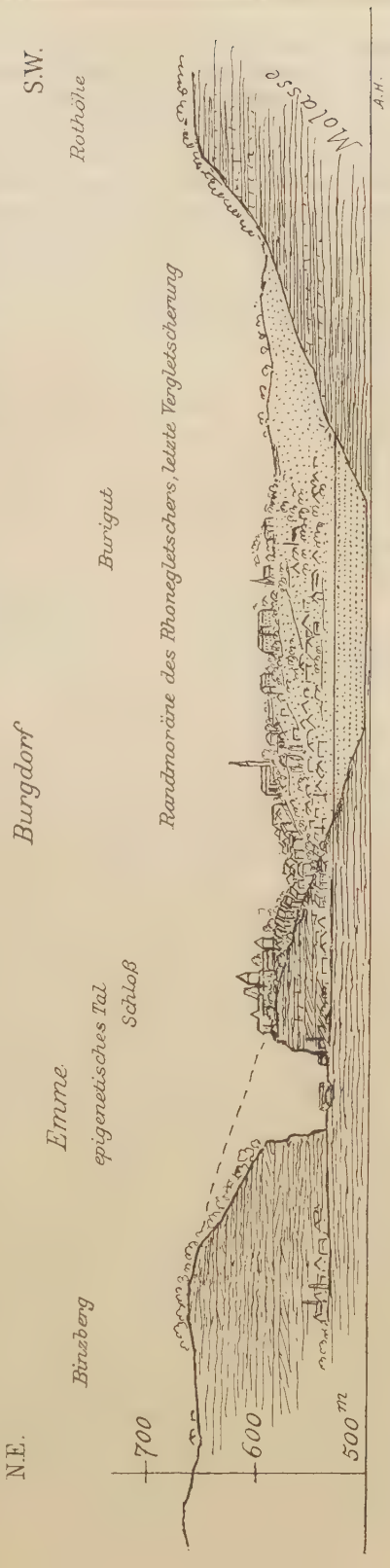


Fig. 63.
Profil von Burgdorf.

Schwarzenburg auf 6 km Länge $^1/_2$ bis 1 km westlicher als die heutige Sense gelegen war. Dann trat der Rand des Rhonegletschers der letzten Vergletscherung von W her tangierend an dieses Talstück, deckte es mit Moräne ein und überflutete es. Der Fluß wurde dadurch rechts gedrängt und mußte dort auf ein langes Stück außerhalb der Randmoräne seinen Weg nehmen, während sich gleichzeitig bei Plaffeien im Stausee Glazialton absetzte. Die verschobene Sense schnitt sich ein neues Bett in die Molasse ein und blieb hier auch nach Rückzug des Gletschers bis unter Schwarzenburg, wo sie dann die Moräne an einer niedrigen Stelle durchbrechen und wieder in das alte Tal zurückkehren konnte. Die alte Rinne ist gefüllt mit interglazialem Senseschotter, darüber Rhone-Würmmoräne oder Glazialton. Die neue Rinne ist östlich daneben schon 90 m tiefer eingeschnitten als die interglaziale. An ihrer W-Wand sieht man hoch oben in der Verlängerung der östlichen Nebenbäche die Querschnitte der moränengefüllten, nun abgestorbenen und abgeschnittenen Nebentälchen, die auch früher schon von E kamen. Die ganze prachtvolle Schlucht der Sense von Leist bis unter Schwarzenburg ist also durch das Maximum der letzten Vergletscherung angelegt und seither um 200 m ausgespühlt. Sie entspricht einem Randabfluß. Hier sehen wir Vertiefung des Tales und seitliche Hängetäler mit Stufenmündung, alles durch reine Flußarbeit entstanden.

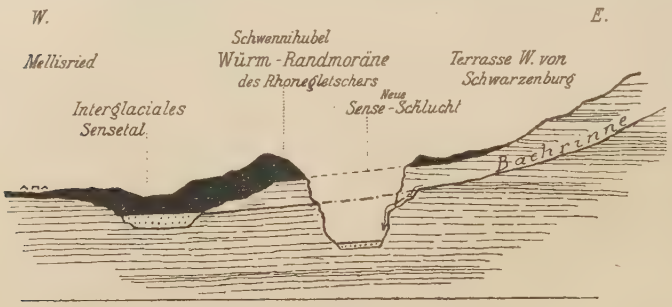


Fig. 64.
Ablenkung der Sense durch die Randmoräne (schwarz in der Figur) des Rhonegletschers.

Aus den durch Moränen oder durch fluvioglaziale Kiese eingedeckten alten Tallaufstücken entstanden dann oft sehr wertvolle Quelläufe oder Grundwassergebiete.

Oben auf der Höhe des Seerückens zwischen Thur und Bodensee geht zwischen Salen und Reutenen eine mit Schotter gefüllte fluvioglaziale Rinne durch die Molasse und speist schöne Quellen (Hug). Der Thunbach bei Frauenfeld wurde durch Moränen gegen S abgelenkt; der alte Lauf bildete die Quelle „Kalterbrunnen". Mit einem Stollen sind wir in höherem Niveau in das alte Tal eingedrungen und haben die Quelle dort gefaßt. Die Quellen der Wasserversorgung Küsnacht am Zürichsee kommen aus einem eingedeckten Tal, das tiefer war und schief zum jetzigen Küsnachtertobel lief. Die großen Quellen zwischen Richterswil und Wädenswil kommen aus mit Kies und Moränen eingedeckten früheren Talfurchen, die vom Albis nach dem Zürichsee gingen. Hierher sind auch die alten tieferen, mit Hochterrasse eingedeckten Grundwasserrinnen (vergl. S. 295) und die großen Grundwasserströme im Hochterrassenschotter und Niederterrassenschotter zu rechnen. Sehr viele jetzt abgestorbene glaziale Abflußrinnen enthalten schöne Grundwasserströme in ihren Kiesgründen, so die Tälchen in der Umgebung von Burgdorf (Lindental, Biglental usw.) und hundert andere mehr.

Eine ganze Anzahl landschaftlich und historisch sehr bedeutender solcher Flußverschiebungen sind erst postglazial dadurch zustande gekommen, daß der während der letzten Vergletscherung oder ihren Rückzugstadien aufschüttende Fluß auf der Niederterrasse hin und her schwankte und beim postdiluvialen Wiedereinschneiden die alte Rinne nicht mehr getroffen hat. Geriet er dabei auf einen eingeschütteten felsigen Gehängevorsprung, so schnitt er sich vertikal in denselben ein. Allein meistens hat er diese Schwelle heute noch nicht vollständig bewältigt; er bildet eine Stromschnelle, eine Flußverengerung mit festen, vor Überschwemmung und Verschiebung sicheren Ufern. Das waren die Stellen, wo der Fluß am ehesten überbrückt werden konnte, und

wo die Schiffe nicht ohne weiteres passieren konnten. Beides führte zur Ansiedlung. So sind die Ortschaften Schaffhausen, Neuhausen, Rheinau, Eglisau, Kaiserstuhl, Laufenburg, Rheinfelden, Aarau, Brugg, Wettingen-Kloster und andere mehr entstanden. In Rheinfelden liegen außer dem jetzigen zwei alte Rheinläufe. Der eine ist mit Hochterrassenschotter, der andere mit Niederterrassenschotter zugeschüttet. Auch der Rheinfall ist durch einen solchen Vorgang erst in postglazialer Zeit ausgebildet worden. Im Rheinbord gegenüber Mumpf, bei Wallbach und N Möhlin sieht man prachtvolle Ausschnitte der früheren Flußweg-Kreuzungstellen mit dem jetzigen Talwege. Zwischen beiden steht eine Buntsandstein-Felsrippe — das alte Steilbord. Der alte Talweg ist mit Hochterrasse gefüllt (J. Hug.). Du Pasquier hatte in einer kleinen klassischen Arbeit „Sur le déplacement des cours d'eau pendant l'époque quaternaire" (Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel 1891) zuerst diese Fälle richtig dargelegt und festgestellt, daß alle Stellen, wo in unsern Hauptflußläufen Fels im Flußgrunde erscheint, seitlich vom älteren tieferen Talweg liegen, oder, wie wir es heute ausdrücken würden, epigenetischer Natur sind. Du Pasquier kennt im Rhein von Schaffhausen bis Basel 14 solche epigenetische Felsstromschnellen, in der Aare von Solothurn abwärts deren 5. Es gibt noch einige mehr. F. Mühlberg, Alb. Heim, J. Hug haben sie nachher noch weiter verfolgt.

Wir erläutern an Hand von Kartenskizze oder Profil die zwei schönsten Beispiele: Schaffhausen-Rheinfall und Laufenburg.

Rheinfall (Tafel XII Fig. 3 und Tafel XVII).

Die Stadt Schaffhausen liegt auf einer Stromschnelle des Rheines im anstehenden Malmkalk in postglazialem epigenetischem Tal (Taf. XII, Fig. 2). Eine alte viel tiefere Rinne läuft nördlich der Stadt von E nach W, eine andere parallele südlich des jetzigen Rheinlaufes. Die nördliche kreuzt nach Hug das Mühletal zwischen Geißhof und der Stadt, wo der Bohrer bis in 33 m Tiefe unter dem Mühletalboden immer nur aufgeschüttete Hochterrasse durchsenkt hat. Die Rinne verläuft nördlich dem Malmfelsen von Ölberg unter Burggütli. Der sie füllende Hochterrassenschotter reicht stellenweise bis 520 m Meerhöhe und muß gegen 200 m mächtig sein. Das schottergefüllte alte Tal zieht sich westlich, zum Teil unter Moränen der letzten Vergletscherung hindurch, unmittelbar in das Klettgau hinaus. Auf diesem Wege hat das Klettgau seinen Hochterassenschotter erhalten, der vor dem Auffinden dieses alten Tallaufes auf eine für uns früher ganz unbegreifliche Weise an der Enge ohne östlichen Oberlauf plötzlich einzusetzen schien.

Südlich der Stadt Schaffhausen liegt über dem Malmfels im Rheine Molassefels bis auf eine Terrasse, deren Rand 52 m über dem Flusse liegt. Bei Gelegenheit von Bauten in der dort oben stehenden Fabrik sah man die Molasseoberfläche südlich wieder steil abfallen zu einem mit Moränen und Schottern angefüllten Tale. Südlich davon floß der Rhein vor der letzten Vergletscherung tiefer als der jetzige Rhein. Der alte Rheinlauf in der Tiefe wird vom jetzigen mehrmals gekreuzt. Sein Lauf ist durch Bohrungen und Wasserfassungen verfolgt.

Oberhalb Schaffhausen liegt die tiefe alte Rheinlinie nördlich des jetzigen Rheins. Etwa 1 km oberhalb der Stadt kreuzt sie den jetzigen Lauf und geht südlich der Bindfaden-Fabrik unter das Dorf Flurlingen. Dort kreuzt sie abermals unter dem Rheine nach rechts und trifft dann gleich unterhalb des Rheinfalls wieder mit dem jetzigen Lauf zusammen (vergl. S. 296 Rinnenschotter und in „Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal." 1871 den Aufsatz von L. Würtemberger, der diese Verhältnisse in der Hauptsache wohl zuerst richtig beurteilt hat).

Der Rheinfall, in welchem der klare grünblaue Strom nach einer kurzen Schnelle von etwa 6 m über Jurakalkfelsen hinab 20 m tief in ein weites Becken stürzt, ist auch geologisch eine wundervolle Naturerscheinung. Je nach Wasserstand führt er 100 bis 600 m^3 per Sekunde. Am

stärksten ist er im Juli und August, wenn der Sommer in die Berge gestiegen ist. Der Absturz ist durch aufragende und mit Büschen bewachsene Kalkfelszähne in zwei große, einen kleineren nördlichen und einen kleineren mittleren Arm geteilt. Jeder hat seine besondere mannigfaltige Gestaltung. Beiderseits über dem Fall erheben sich noch 30 m höher die bewaldeten und mit Gebäuden gekrönten Felsen. Verglichen mit beinahe 200 Jahre alten Abbildungen läßt der jetzige Rheinfall keine wesentlichen Veränderungen erkennen. Warum ist der Rheinfall so unveränderlich? Dies beruht auf zwei Ursachen. Der Rhein kommt prachtvoll geklärt aus dem Bodensee und erhält bis zum Rheinfall keinen geschiebereichen Nebenfluß, nur einige matte Bäche, die ausnahmsweise etwas Geschiebe bringen. Es fehlt also die Feile am Flußgrund, das Geschiebe. Bei niedrigem Stande sieht man auf den Felsflächen am oberen Rande des Falles eine Menge kleiner schöner Erosionskessel. Sie sind gefüllt mit den kleinen Geschieben, die gelegentlich von den Seitenbächen dem Rheine zugeführt werden. Ihre Menge ist viel zu unbedeutend für eine große ergiebige Abschleifarbeit. Eine zweite Besonderheit besteht darin, daß der Kalkfels in der Stromschnelle oberhalb und im Rheinfall selbst von oben bis unten, auch da wo das Wasser in rasender Flucht über die Felsplatten herunterfährt, mit einer lederartigen zähen, stellenweise bis 1 cm dicken Kruste von lebenden Algen überzogen ist, die den Kalkfels vor dem chemischen und mechanischen Angriff des Wassers schützt. Die merkwürdigste dieser Algen, Rhodoplax Schinzii, Schmidle bildet dunkelgrüne, oft rotfleckige Polster. Sie wird zu den Pleurococcaceen gestellt und ist bisher nur vom Rheinfall bekannt. Verschiedene Rivulariaceen helfen mit, das Polster auf dem Felsen zu bilden. Der Rhein würde das Algenpolster nicht dulden, wenn er einen Geschiebestrom führte.

Der Rhein ob dem Wasserfall liegt ganz im Jurakalk; bei Niederstand ragen in seinem Bett Jurakalkfelsen empor; er wird beiderseits von Jurakalk flankiert und stürzt über Jurakalk hinab. Rechtsseitig unter dem Fall, an dem steilen Gehänge nördlich des Sturzbeckens, setzt der Kalkfels auf eine Breite von nicht ganz 200 m vollständig aus, stellt sich aber westlich hoch aufsteigend wieder ein. Die Lücke im Kalkstein ist unten am Ufer des Beckens mit verkittetem Schotter (Schotter der tiefsten Rinnen) gefüllt, aus welchem große Quellen austreten. Wir haben sie durch einen kurzen nördlich gerichteten Stollen und Schacht im Schotter für die Wasserversorgung von Neuhausen gefaßt. Der Schotter reicht in horizontalen Bänken tief unter den Rhein hinab und 35 bis 40 m über das Rheinfallbecken hinauf. Darauf folgt, 20 bis 30 m mächtig, tonige Jungmoräne mit wenigen, aber schön geschrammten Geschieben, dann Niederterrassenkies mit Accumulations-Terrassenfläche beim Hotel Schweizerhof und beim badischen Bahnhof bis 442 m Meerhöhe, 82 m über dem Wasser im Sturzbecken des Falles. Diese Niederterrasse gehört zum Rückzug und liegt zwischen äußerem und innerem Moränenkranz. Die genannten, der verkittete untere Schotter, die Moräne und der lockere obere Niederterrassenschotter stoßen östlich wie westlich an Jurakalkfelswänden ab. Der Bahnbau Eglisau-Neuhausen hat vorübergehend große neue Aufschlüsse geschaffen. Als die Tonmoräne in Rutschung geriet, wurden Stützpfeiler bis in den unterliegenden verkitteten Schotter getrieben. Der Einschnitt und Tunnel unter Neuhausen stieß nach der Moräne an eine in Kesseln auserodierte Schluchtwand in Malmkalk.

Die Lücke im Malmkalk am N-Rande des Beckens unter dem Rheinfall ist der Querschnitt einer alten tiefen Rheinschlucht, eines hier von NE kommenden Rheinlaufes, der mit dem Rinnenschotter und mit Moräne der letzten Vergletscherung gefüllt ist. Vor den beiden letzten Vergletscherungen war die alte tiefe Rheinlinie, über der jetzt Neuhausen steht, lebendig. Der Schotter, welcher der vorletzten Vergletscherung voranging, begann mit dem Zuschütten. Altmoränen sind nicht sicher zu finden. Die letzte Vergletscherung deckte die Rinne gänzlich mit Moränen ein, und der Rhein der Rückzugstadien überschüttete sie auf 80 bis 100 m über das jetzige Sturzbecken mit Schottern. Am Ende der letzten Vergletscherung beim großen Rückzug war alles bis auf das Niveau von 440 m eingeebnet. Als dann das Gletscherende nahe außer Langwiesen stund, fing der Rhein bei Neuhausen wieder an einzuschneiden, während er zugleich hin und her schwankte. Als das Gletscherende bei Dießenhofen stand, ebnete der Rhein die Terrasse auf dem Niveau Schloß Laufen. Und als er bald nachher, sich hin und her verschiebend, aufs neue kräftig einschnitt, fand er seine alte tiefe Rinne nicht mehr. Er war bei seinen Ausbiegungen zu weit nach S in Molasse und Malmkalk geraten, und nun vertiefte er sich langsam im Felsen, dabei seinen Bogen stets südlich noch etwas mehr ausweitend.

RHEINFALL gegenwärtig

NB. Die Karte ist zunächst im auffallenden Lichte zu betrachten. Sobald man das Blatt oben gegen das Licht hebt, wird in der Durchsicht der ehemalige tiefer gelegene Rheinlauf und das Geologische sichtbar.
(Combination von Aufsichtsdruck mit Durchsichtsdruck, Patent von Alb. Heim und H. Hofer)

Weiter unten aber, wo er seine alte Rinne mit Moräne und Kies wieder getroffen hatte, ging die Austiefung viel schneller vonstatten. Der Rheinfall ist die Stelle, wo der Fluß aus seiner neuen postglazialen noch unfertigen Felsfurche über sein ehemaliges linksseitiges Steilbord seitlich in die alte Rinne hinabfällt und damit seine Richtung um 90° wendet. Freilich hat er auch im Sturzbecken und unterhalb die alte Rinne noch lange nicht bis auf ihren Grund ausgespühlt. Dazu fehlt ihm heute das Gefälle.

Jung zu sein ist ein Vorrecht der meisten Wasserfälle. Auch der Rheinfall ist geologisch gesprochen sehr jung. Die Höhlenbewohner von Thäingen (Magdalenien) hörten sein Brausen noch nicht. Der Rhein hat ihn in postglazialer Zeit erst nach dem Rückzuge der Gletscherenden hinter die Gegend von Dießenhofen und hinter den Bodensee allmälich herausgeschält. Zur Zeit der Pfahlbauer war er wohl schon ähnlich wie heute. Als Naturerscheinung ist er relativ sehr beständig geworden. Es handelt sich jetzt nur darum, daß die Menschen ihn nicht zerstören, sondern das herrliche Naturwerk als ein heiliges Gemeingut der Menschheit betrachten und seinen Einfluß auf die Herzen aller seiner Bewunderer höher achten als den Gewinn von 100 000 Pferdekräften (vergl. Jahrbuch des Schweiz. Alpenclub, Bd. XXII, 1887 „Zum Schutze des Rheinfalles").

Laufenburg (Fig. 65).

In Laufenburg braust der Rhein in einer herrlichen Stromschnelle, die den südlichen Ausläufer des Schwarzwaldgneißes durchschneidet und unten in eine lange, tiefe Schlucht ausläuft (Näheres mit Plan in Heinrich Walter: Über die Stromschnelle von Laufenburg, Vierteljahrsschr. der naturf. Ges. Zürich 1901, Heft 3 u. 4). Der Cannion im Gneiß hat 1300 m Länge und im Mittel 75 m Breite (20 m in der „Enge", 140 in der „breiten Waag"). Im oberen Teil, wo die Schnelle überbrückt ist, hat sich beiderseits Laufenburg angesiedelt. Der Wasserspiegel-Mittelstand ob der Schnelle liegt bei 295,31 m, unterhalb bei 291,88 m; die Höhe der Schnelle beläuft sich also auf 3,43 m. Südlich erstreckt sich der Niederterrassenschotter II als flaches Feld in 320 m Meerhöhe, aus welchem nur der Gneiß der Burgruine als Inselberg — einst zwischen Armen des sich einschneidenden Flusses herauspräpariert — hervorragt. Nahe der schweizerischen Bahnstation hat man 1892 mit einem 33 m tiefen Brunnenschachte eine alte, mit mehr oder weniger verkittetem Schotter zugefüllte, steilwandige Schlucht getroffen, die bedeutend tiefer ist, als der Rheingrund nördlich daneben. Leider setzte man die Grabung nicht bis an den Felsgrund fort, sondern nur bis 5 m unter den Rheinspiegel daneben, d. i. auf 287,2 m. Weiter talauswärts, wo die neue Rinne wieder in den alten Weg einlenkt, waren durch die Bauten in der alten Rinne unten Rinnenschotter (Hochterrassenschotter) mit Verwitterungsrinde, darüber Moräne der größten Vergletscherung und oben Auffüllung mit Niederterrassenschotter bloßgelegt. (Blösch, Die große Eiszeit in der Nordschweiz in „Beiträge" XXXI. Lfg. neue Folge). Also auch hier alter Flußlauf, tiefer als der jetzige Fluß in und unterhalb der Schnelle daneben, in der Hochterrassenzeit und noch mehr während der größten und letzten Vergletscherung wieder zugeschüttet. Nachher, beim Wiedereinschneiden, traf der Fluß die alte Rinne nicht mehr, kam auf einen breiten Felssporn und mußte eine neue Schlucht in einem von Granit- und Kersantitgängen durchsetzten Schwarzwaldgneiß ausspühlen. Bei Laufenburg führt der Rhein viel mehr Geschiebe als am Rheinfall; das Gestein ist aber sehr fest und zähe. Im untern Teil des Cannion auf etwa 500 m Länge ist das Werk des Durchsägens vollendet, indessen noch ohne Abschrägen der Borde. Da fließt der Rhein ruhig und tief durch die steilwandige, weite Schlucht. Oben aber bei der Stadtbrücke bildet der Gneiß noch eine Schwelle für den ganzen obern Rheinlauf, wirksam bis unter den Rheinfall hinauf. Um das Gefälle der Stromschnelle von Laufenburg auszunutzen, ist ein Wasserwerk erstellt worden, das nun durch Stauung am untern Teil der Schlucht die ganze Schnelle in einen ruhigen Fjord verwandelt hat. Dem Laufenburger fällt es schwer, den beständig brausenden C-Dur Akkord mit dem tief brummenden F, den das gewaltige Wasser stets dröhnte, nicht mehr zu hören und das Schäumen in tiefer Schlucht unter der Brücke nicht mehr zu sehen.

Das frühere Beispiel einer Stromschnelle in epigenetischem Laufe, der Rheinfall, gehört in Beziehung auf die letzte Vergletscherung einem innermoränischen, das zweite, Laufenburg, einem außermoränischen Gebiete an. Am Rheinfall sahen wir die alte Rinne mit Hochterrassenschotter, Moräne der letzten Vergletscherung und Niederterrassenschotter gefüllt, bei Laufenburg — außerhalb

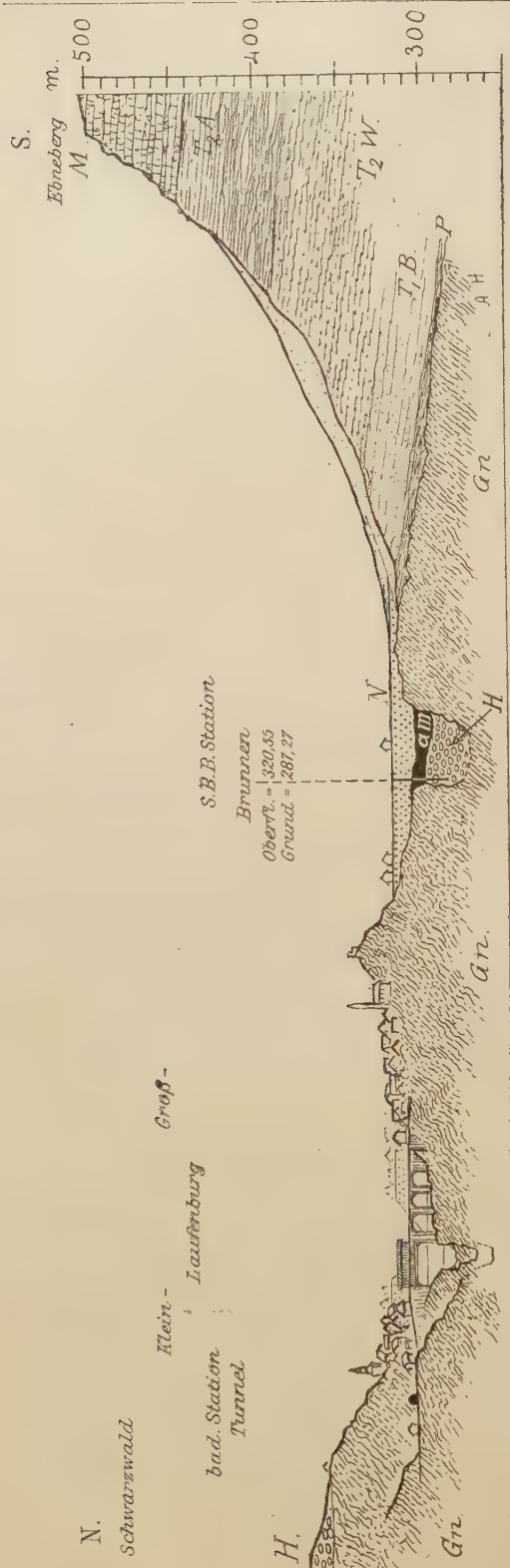


Fig. 65.

Querprofil durch das Rheintal bei Laufenburg. Gn = Schwarzwaldgneiß, P = Perm, T_1B = Bundsandstein, T_2W = Wellenbildung, T_2A = Anhydritgruppe, M = oberer Muschelkalk, H = Hochterrassenschotter, am = Altmoräne (Mor. d. größten Vergletsch.), N = Niederterrassenschotter.

der Ausdehnung der letzten Vergletscherung — füllt den tieferen ehemaligen Cannion über dem älteren Hochterrassenschotter Moräne der größten (vorletzten) Vergletscherung und Niederterrasse. Der alte Cannion, tiefer als der jetzige Flußlauf, war also schon vor der größten Vergletscherung, schon in der vorletzten Interglazialzeit fertig ausgetieft. Dasselbe gilt für den alten Rheinlauf bei Schaffhausen. Wenn der Rhein bei Laufenburg seine neue Stromschnelle gänzlich hätte ausfeilen können, sodaß kein Gefällebruch mehr fühlbar wäre, so hätte der Rheinfall etwa $3^1/_2$ m Höhe gewonnen, aber deshalb würde doch noch lange nicht die Tiefe der alten Rinne erreicht. Die sämtlichen epigenetischen Stromschnellen in ihren Steilgefällen zusammengerechnet und völlig durchsägt gedacht, ergeben noch nicht die Tiefe der präglazialen Rinnen. Außerdem finden wir bei Augstwilen unterhalb der untersten Stromschnelle des Rheines eine alte tiefere Rinne, deren Grund durch ein Bohrloch 10 m unter den Rhein nicht erreicht wurde.

Gebiet der Aare-Mündung. Zwischen Rheinfall und Laufenburg bei der Aaremündung findet sich eine Flußverschiebung aus älterer Zeit von ganz anderer äußerer Gestalt (Taf. XII, Fig. 5). Der Rhein floß zwischen Rietheim und Koblenz gegen S und dann südlich von Station Koblenz westlich gegen Leibstatt. Die Aare mündete etwa bei Gippingen.

Dieser alte Flußweg ist in der alten Oberfläche gar nicht mehr angedeutet. Hochterrassenschotter und Moräne türmt ihn bis zur Höhe der N und S liegenden Felsenberge auf. Es mag der Hochterrassenschuttkegel der Aare selbst gewesen sein, der den Rhein nördlich und höher an den Schwarzwald hinandrängte, sodaß beim bald nachfolgenden Wiedereinschneiden Rhein und Aare in den triasischen Südfuß des Schwarzwaldes gerieten und von demselben die Felsberge von Koblenz und Felsenau abschnitten. Die Aaremündung in den Rhein und die von der Mündung talauf und talab folgenden 2 bis 3 km liegen epigenetisch in der Trias des Schwarzwaldes. Diese Epigenese ist älter als diejenigen von Rheinfall und Laufenburg; sie fand gleich vor oder nach der größten Vergletscherung statt, stammt spätestens aus der letzten Interglazialzeit und hat die letzte Vergletscherung überdauert. Dazu gesellte sich erst später eine kleine jüngere Epigenese unterhalb Rietheim.

Unterhalb Andelfingen konnte Hug auf einer Strecke von 1 km Länge und einer Breite von 3 km drei verschiedene Thurläufe nachweisen. Der am meisten links gelegene ist der jüngste, ist der lebendige, in Molasse eingeschnittene Talweg. Der mittlere ist mit Grundmoräne eingedeckt, der rechtsseitige mit Hochterrasse zugeschüttet.

Typen epigenetischer Talwege.

Man kann versuchen, die epigenetischen Talstücke im weitesten Sinne des Wortes nach der Zeit ihrer Entstehung oder nach der Ursache der Ablenkung einzuteilen. Folgende Typen sind am meisten verbreitet:

1. Flußverlegung durch Rückwärtserosion (Sehr verbreitet und kräftig ausgebildet in den Alpen).

2. Flußverlegung durch Dislokation (Verlegung der Reuß von der N-Seite an die S-Seite der Rigi, Ablenkung aus der Richtung Luzern- Sempachersee nach NE, vielleicht auch Ablenkung der Linth vom oberen Glattal in das Zürichseetal).

Die meisten Flußverlegungen nach Art 1 und 2 gehören der Pliocänzeit und dem älteren Diluvium an. Im jüngeren und jüngsten Diluvium haben sich vollzogen:

3. Flußverschiebung auf Accumulations-Terrasse mit nachfolgendem Einschneiden.

Auf Hochterrasse-(Aare-Rheinmündung)
„ Niederterrasse I (Rheinfelden, Brugg)
„ „ II (Laufenburg, Glattmündung)
„ Rückzugsterrassen (Rheinfall, Thur bei Sulgen in Moräne geschnitten).

4. Flußverschiebung durch Einfüllung des Laufes mit Moräne oder Abdämmung durch Wallmoräne. (Tößtal: Kollbrunn-Seen, Tal Elgg-Räterschen, Burgdorf, Emmenbrugg bei Luzern usw.)

Natürlich fanden auch schon während der ersten und der zweiten Vergletscherung Erscheinungen nach Art 3 und 4 statt, um so leichter als die Erosionstäler damals noch viel weniger tief waren. Indessen hat die seitherige Talaustiefung sie unkenntlich gemacht, und ihre Wirkungen sind, wenn auch keineswegs verschwunden, doch so sehr von anderm durchkreuzt, daß sie kaum noch spurweise lesbar sind. Es ist nicht möglich, alle diese alten Ablenkungen festzustellen; es ist sogar heute nicht mehr möglich, die Flußablenkungen der letzten Interglazialzeit alle von denjenigen der letzten Eiszeit und Postglazialzeit klar abzutrennen.

Wo verschobene Flußläufe auf das Grundgebirge (Laufenburg), auf Trias (Rheinfelden) oder Juragestein (Rheinfall Schaffhausen, Brugg, Aarau) getroffen sind, da

ist die Stromschnelle oder gar der Wasserfall auch heute meistens in die Augen springend. Wo hingegen, was häufiger ist, auch das epigenetische Talstück ganz in die Molasse fällt, da hat sich das Längsprofil schon viel mehr ausgeglichen, und nur genauere Messung kann zeigen, daß doch das Flußgefälle auch hier noch bedeutend stärker ist als oberhalb und unterhalb des epigenetischen Stückes. Auch in der Molasse sind die epigenetischen Talstücke durch ihre jugendlichen, unfertigen Formen gekennzeichnet: verhältnismäßig steile und übersteile Gehänge mit Abrutschungen, frische Uferangriffe des Flusses, noch keine flache Talverbreiterung oder nur erste Anfänge derselben, Fels in der Flußsohle. Auch neben dem epigenetischen Talstück in der Molasse ist die alte, tiefere, mit Hochterrassenschotter gefüllte Rinne zu finden. Solche epigenetische Talstücke in Molasse sind Rhein bei Rheinau, Rhein westlich des Irchel und bis Eglisau, Sihl unterhalb Schindellegi, Räppischtal von Birmensdorf bis Dietikon, Aare von Bern bis Aarburg usw. Während sich früher an den epigenetischen Stromschnellen die Städte zuerst ansiedelten, werden dieselben heutzutage von den Wassertechnikern aufgesucht. Fast alle Elektrizitäts-Wasserwerke wurden an epigenetischen Flußstrecken angelegt.

Diluviale Flußepigenesen in den Alpen.

Es versteht sich von selbst, daß die Diluvialzeit auch entsprechende Erscheinungen in den Alpen zustande gebracht hat. Allein, weil die schon vorher vorhandenen Tal- und Bergformen dort meistens von überwältigender Mächtigkeit sind, konnte es den Abdämmungen durch Eis und Moräne oder den Versetzungen der Gewässer durch die Gletscher nicht annähernd gelingen, das System der Talwege so weitgehend zu verändern wie im Molasseland. Wir kennen deshalb nur verhältnismäßig wenige analoge Erscheinungen aus den Alpen.

Im Luganersee erkennen wir zwei miteinander durch Längstalstücke verbundene echte Quertalseen. Die westliche Linie läuft von Taverne über Agno nach Porto und Malnate. Die östliche kommt aus dem Tal des Cassarate über Lugano, Capolago-Stabbio. Die diluviale Aufschüttung hat diese beiden Talstücke gegen die Po-Ebene hin abgedämmt, das westliche bei Porto, das östliche bei Capolago und dadurch den See gezwungen, sich einen epigenetischen Überlauf zu suchen: die Tresa mit 74 m Gefälle nach dem Lago Maggiore. Am Cassarate, ca $1^1/_2$ Stunden oberhalb Lugano, ist von Hug ein anderes epigenetisches Talstück gefunden worden.

Im Vierwaldstätterseegebiete treffen wir auf der ca 150—100 m über dem See liegenden Terrasse von Flühli-Kerns-Ennetmoos die Spuren eines alten Talweges der Melchaa oder vielleicht gar der Sarneraa nach der Engelbergeraa. Die Melchaa fließt jetzt durch eine enge, 100 m tiefe Schlucht ohne Talverbreiterung — wahrscheinlich zuerst als glaziale Abflußrinne entstanden — aus dem alten Talweg in den westlichen tieferen. Bei Allweg ob Stans hat eine Moräne den Ausgang des östlich vom Mueterschwanderberg gelegenen Talweges abgedämmt und den Fluß — damals wohl Gletscherbach — nach dem Alpnachersee abgelenkt, wodurch die Schlucht von Rotzloch zuerst als glaziale Abflußrinne entstanden ist. Erst später wurde weiter südlich der alte Talweg durch den großen Bergsturz von St. Jakob zugeschüttet, was den Rotzlocherbach schwächte und die südlichen Zuläufe Rufibach und Voribach über den südlichen Ausläufer des Mueterschwandenberges ablenkte.

Aus der Zeit vor der letzten Vergletscherung stammt die Ablenkung der Kander und der Simme vom Thunersee gegen NW, indem nicht nur die Moränen der letzten Vergletscherung, sondern auch eine Felsrippe oder doch ein Felsterrassenrand zwischen diesen Flüssen und dem Thunersee liegt. Der Fall erinnert an die Sihl, ist aber mehr inneralpin gelegen (E. Zollinger „Zwei Flußverschiebungen", Dissertation 1892).

Vielleicht haben die Gletscher auch bei der Ablenkung des Rheines von der E-Seite des Fläscherberges auf dessen W-Seite die Hand im Spiele gehabt. Heute ist nur noch der Bachschuttkegel von Mayenfeld als Hauptsperre in diesem Talweg sichtbar.

Ein sehr alter Reußlauf ging über Biberegg und Rothenturm nach dem Zürichsee. Der Steineraabach behielt wohl noch lange diese Richtung, bis eine Reußgletschermoräne bei Rothenturm und dazu dann noch der sich durch die Stauung bildende Schuttkegel der Steineraa selbst, die letztere zur schroffen Wendung nach SW zwang.

Weit häufiger als diluviale Flußablenkungen treffen wir im Innern der Alpen kleinere Stücke verlassener Wasserwege neben epigenetischen. Der Bau der Gotthardbahn deckte einen schönen derartigen Fall im Reußtal bei Jnschi auf. Die Bahn kam dort in eine ältere aber weniger tiefe, westlichere, vom Gletscher angeschliffene, von Moränen erfüllte Rinne, während die jetzige Reuß nahe östlich in einer viel tieferen jüngeren Schlucht mit ungeschliffenen Wänden fließt.

V. Stauungen und Eindeckungen durch Gletscherschutt.

Moränenseen.

In den Moränenlandschaften finden sich noch heute, durch Moränen gestaut, Schwärme von kleinen Wasserbecken. Früher waren sie noch zahlreicher. Viele sind verlandet durch Bacheinschwemmungen, Absatz von Seekreide, Vertorfung, zum Teil auch durch künstliche Zuschüttung. Im Kt. Zürich allein sind gegen hundert kleine Seen in historischer Zeit verschwunden. (Walser, XV. Jahrbuch der bernischen geograph. Ges. 1896).

Doch gibt es auch heute noch eine ganze Anzahl von meistens kleinen Moränenseen hinter oder zwischen End- oder Längsmoränen oder mitten in Moränenlandschaften. Dahin zählen: Seen von Nußbaumen (Kt. Thurgau), Pfäffikonersee, Hüttensee ob Richterswil, Finstersee bei Menzingen, Egelsee bei Dietikon, Katzensee bei Zürich, Mauensee bei Sursee. Das Wauwylermoos ist ein Moränensee, der im Verlaufe der letzten Dezennien ganz vertorft ist; ebenso ist es dem Moos bei Aichholz und vielen anderen ergangen. Die Seen von Übeschi und Amsoldingen und der Gerzensee liegen in der Moränenlandschaft zwischen Aare und Gürbe; Seedorfsee bei Münschenbuchsee, See von Inkwil und Burgäschi liegen S Wangen zwischen den Rhonegletschermoränen. Weiter westlich kommen solche kaum mehr vor.

Aber auch größere Seen in Talwegen sind durch die Wallmoränen der letzten Vergletscherung aufgedämmt worden. Das tritt nur unter bestimmten Bedingungen ein. Unmittelbar hinter den äußersten Moränen finden wir keine Seen. Der nächst folgende Eisrand war zu nahe gelegen, sodaß allfällige vorübergehende Seen rasch fluvioglacial ausgefüllt worden sind; nur der Hallwiler- und der Katzensee sind geblieben. Im letzteren Falle ist der Fluß, die Glatt, durch die Stauung ganz in ein anderes Tal gegen N gedrängt und das Talstück unterhalb des Katzensees ist auf 15 km Länge tot gelegt worden. Am allgemeinsten ist die Seebildung hinter den Moränen des Zürich-Stadiums, weil nach der Ablagerung dieser Moränen, wie die geringe Zuschüttung hinter denselben zeigt, ein relativ sehr rascher Eisrückzug stattgefunden hat. Am regelmäßigsten entstanden Seen hinter dem inneren Moränenkranz in denjenigen Tälern, deren Flüsse vorher schon durch Ablenkung des Oberlaufes geschwächt worden waren.

Dies trifft zu beim Nußbaumersee, Pfäffikonersee mit rückläufigem Ausfluß, ferner beim Greifen-, Baldegger- und Sempachersee. Die genannten sind reine Moränenseen auf geschwächten Flußwegen. Auch Katzensee und Hallwilersee liegen auf geschwächten Flußwegen.

Ein weites, großes flußloses Haupttal geht von Niederglatt über Neerach, Windlach zum Rhein.

Es hat keinen Fluß mehr. Die äußersten Wallmoränen der letzten Vergletscherung bei Stadel haben den Stadlersee gestaut und die Glatt ganz auf den östlicheren, etwas tieferen Talstrich gedrängt. Unterhalb Stadel ist der alte Talweg mächtig bis 35 m über den Rhein mit Schottern aufgefüllt.

Täler mit starkem Fluß lassen sich durch eine Moräne allein nicht zum See stauen. So durchbricht die Reuß die mächtigen Endmoränenwälle von Mellingen, ohne einen See zu bilden, die Limmat diejenigen bei Fahr und Killwangen, der Rhein diejenigen bei Jestetten, die Aare die Wälle von Bern und von Wangen.

Wenn aber Seebildung, durch die alpine Einsenkung bedingt, eben gegen die Wällmoränen hin ausklingt, dann entsteht hinter der Wallmoräne ein See auch im lebendigsten Talweg. Dies war der Fall bei den Lappen des Bodensees und beim Zürichsee. Wo, wie hier, die Moränen auch nicht direkt die Seestauung bewirkt haben, bestimmen sie doch meistens die Lage des Seeendes: Die Gletscherbäche schütteten das unterhalb des Gletscherendes gelegene Talstück zu, der Gletscher aber bewahrte den oberen Teil vor Auffüllung und rettete nachher durch raschen Rückzug den See.

Das Bild der Seereihe hinter dem inneren Moränenkranz wird wesentlich vervollständigt, wenn wir auch noch die früheren Seen hinzunehmen, die seither wieder eingedeckt worden sind. So reihen sich reine Moränenseen geschwächter Flüsse zwischen alpine Randseen. Beim Zürichsee rechne ich mit etwa 60—70 m, Hug beim Bodensee mit etwa 70 m Stauung durch Diluvialschutt. Die S. 259 gegebene Tabelle enthält die Aufzählung dieser Seen. Das Bonstettermoos im Reußgebiet ist als erloschener Moränensee dort noch zwischen Zürichsee und Maschwandersee beizufügen. Im Ganzen zählen wir etwa 16 solche Seen.

Die Moränenstauseen haben sich im Laufe der Zeit verkleinert oder sind ganz verschwunden durch zwei Ursachen: Einerseits durchsägte der Ausfluß die stauende Moräne am niedrigsten Überlaufpunkte, anderseits füllten die Zuflüsse den Seerest auf. Die Spuren der früher höheren Wasserstände sind an vielen unserer Seeufer in Gestalt von trocken gelegten Deltas und von Uferterrassen zu finden (vergl. S. 316). Damit soll freilich nicht behauptet werden, daß der früher höhere Seestand sehr vieler Seen des Molasselandes immer nur auf Moränenstau oder Gletscherstau beruht habe.

Alph. Favre hatte zuerst die Spuren der postglazialen Deltas und des alten Ufers eines großen Sees an Stelle der jetzigen Jurarandseen verfolgt, der im Niveau von 451—452 m von Orbe bis zu den Endmoränen unter Solothurn reichte. Nußbaum bestätigt diesen „Lac de Soleure" besonders auch durch die Erscheinungen seiner Uferterrassen. An seinem Verschwinden bis auf die gebliebenen Reste der „Juraseen" (435 m) waren die Schotter des letzten Rückzuges, Abschwemmungen der Gehänge und oberhalb Solothurn Ablagerungen von Glacialton (bis auf 56 m Tiefe durchbohrt) beteiligt, und der Ausfluß durchsägte die Endmoränen von Solothurn und Wangen. Betreffend Frauenfelder- und Maschwandersee haben wir schon auf S. 267 und S. 269 Notizen gegeben.

Delta von Nebenflüssen.

Sehr oft münden jetzt große Nebenflüsse in die Haupttäler gleich unterhalb der Seen derselben. Dies gilt von Linth und Walensee, Sihl und Zürichsee, Emme und Vierwaldstättersee, Lütschine und Brienzersee, Kander und Thunersee, Aare und Bielersee, Arve und Genfersee. Für Linth, Lütschine, Kander und Aare ist freilich durch künstlichen Eingriff dieses Verhältnis jetzt geändert; der Nebenfluß ist

in den See des Haupttales abgelenkt worden, damit er dort sein Geschiebe schadlos ablagere, statt den See zu stauen. Auffallend und unerklärt bleibt, daß in fast allen Fällen stets der Nebenfluß linksseitig ist. Selbst die Aare macht von dieser Regel keine deutliche Ausnahme, weil das sogen. Juratal, d. h. die Vertiefung längs dem Südrande des Jura, kein ausgesprochen einseitiges Gefälle und zwischen Abfluß gegen SW und gegen NE schwankende Wasserscheide hat.

Die Ursachen für diese Nebenflußmündung dicht unterhalb der Seeenden sind nicht überall genau die gleichen. Am Zürichsee waren es die den See umgebenden gewaltigen Randmoränen, welche die Sihl, sei es schon während der vorletzten, besonders aber während und nach der letzten Vergletscherung bis unterhalb des Sees vom Haupttal abhielten. In anderen Fällen, wie Walensee und Brienzersee, ist es das Delta des Nebenflusses, das den unteren Teil des ehemaligen Seebeckens ausgefüllt hat. Am Thunersee liegen die Endmoränen weit unterhalb des Seeendes; die Kander ist durch die Moränenbarrière eingebrochen, und dort begrenzt jetzt ihr Delta den See. Die Arve hat die Rhone durch ihre Alluvionen auf eine nördlichere Linie abgedrängt, und beide haben sich seither tiefer eingeschnitten; dadurch ist der See gesunken, und die Flußläufe sind durch ihr Einschneiden fixiert worden.

Flußablenkungen durch Glazialschutt.

Sehr oft haben die Stauungen durch die Moränen andere Wasserscheiden geschaffen, ein Gewässer rückläufig gemacht, „centripetal in das Zungenbecken", oder einem Nachbargebiete zugedrängt, dem es ursprünglich nicht angehört hat.

Der große Glattgletscher (Linth-Rheingletscher im Glattal, Taf. XIa) teilte sich beim größten Stande der letzten Vergletscherung und wohl ähnlich schon bei der vorletzten Vergletscherung nach vier Talwegen in vier Zungen. Die Endmoränen in den drei östlichen Talwegen erzeugten Stauung und Rückläufigkeit: 1. Die Moräne bei Regensburg bildet den Katzensee, wobei das untere Furttal flußlos wurde. 2. Die Endmoräne bei Schöfflisdorf machte das Wehntal rückläufig gegen die Glatt und nahm dem Surbtal, das nach der unteren Aare geht, seine Hauptwasser weg. 3. Die Endmoräne Stadel erzeugte den Stadelsee und legte den Tallauf über Windlach nach dem Rheine trocken. Alles rückläufige Wasser dieser drei Gletscherzungen vereinigte sich dann auf dem östlichsten Wege, durchbrach die Endmoräne oberhalb Glattfelden und bildete sich dadurch als tiefste dauernde Abflußrinne des Glattgebietes aus.

Auch im Gebiet der Thurzunge des Rheingletschers hat sich eine ganz ähnliche rückläufige Entwässerung geltend gemacht: nördlich der Thur Nußbaumen- Hüttwilen, südlich die Gebiete von Wiesendangen und Dynhard.

Die Wasserscheide zwischen Töß und Jona ist bei Gibswil durch die Endmoränen einer Seitenzunge des Walenseegletschers bestimmt.

Die Töß floß früher in einer Rinne, die wenigstens so tief war wie die heutige von Kollbrunn unter Iberg, Seen, Winterthur, Veltheim, Wülflingen. Mächtige Moränen des inneren Jungmoränenkranzes bei Iberg und Kiesaufschüttung haben sie auf den jetzigen südlichen Lauf gedrängt, wo sie sich nun seither ihr postglaziales Tal in Molasse eingeschnitten hat (Hug, Eclogae 1910).

Die Lützelmurg bildete einst das Tal von Aadorf über Elgg bis gegen Winterthur; sie war ein Zufluß der Töß. Durch glaziale Aufschüttung ist sie nun in eine Art glaziale Depression nach N zur Murg und Thur abgelenkt. Der hoch aufgeschüttete Niederterrassenboden zwischen Aadorf und Elgg bildete die neue Wasserscheide.

Das Talgewirre bei Winterthur ist übrigens, wie schon früher angedeutet, sehr kompliziert, und die Flußablenkungen sind sehr mannigfaltiger Art gewesen.

Der Rhein wurde durch Überlauf über die niedrigste Stelle des Endmoränenkranzes nördlich des Irchel von seinem interglazialen und spätglazialen Wege über das Rafzerfeld abgelenkt und wendet sich südlich nach der Töß, als ob er deren Nebenfluß wäre. Das Rheintal am W-Abhang des Irchel, jetzt tief in Molasse eingeschnitten, ist postglazial. (Du Pasquier).

Hoch östlich über Bremgarten fließt der Rummelbach. Als der Gletscher noch beinahe

200 m hoch über Bremgarten stand, schüttete seine Randmoräne das Tobel, das nach der Reuß führte, zu und eine neue glaziale Abflußrinne, die sich gegen N von Berikon über Rudolfstetten in die Räppisch entwickelte, nahm den Rummelbach auf, der noch heute durch diese Rinne in die Räppisch fließt.

Am W-Abhang des Lindenbergs floß der Hotzbach gegen NW. Die Moränen des Hallwilerseetales drängten ihn bis Sarmensdorf vom Seetal ab und wiesen ihm den Weg auf die E-Seite des Lindenbergs zur Bünz.

Der Bach, der jetzt durch Dürrenäsch nach Teufental sich in den Wynenfluß ergießt, war früher östlich gegen Seen gerichtet.

Die Moräne vom Kirchhof Luzern dämmt die Reuß unterhalb Luzern vom Rotseetal ab. Der Rotsee liegt in einem tiefen, beiderseits durch diluviale Aufschüttung abgedämmten Taltorso.

Im Napfgebiet war die Tallinie Huttwil—Zell, wahrscheinlich durch die Aufschüttungen der größten Eiszeit derart gestaut, daß darin in großer Ausdehnung und $^1/_2$ bis 2 m Mächtigkeit echte interglaziale Schieferkohlen entstanden sind, bedeckt von lokalen Alluvionen. Entdeckung und Ausbeutung seit Sommer 1917.

Wir kommen immer in Verlegenheit, wenn wir, um unseren beschränkten Geist zu entlasten, die Naturerscheinungen in bestimmte Gruppen einschachteln wollen. Manchen Fall, den wir früher erwähnt haben, wie die Ablenkung der Sihl aus dem Zürichseetal, die Lage von Burgdorf usw., könnten wir auch unter den hier besprochenen Fällen einordnen. Aus der Westschweiz erwähnen Renevier und Lugeon weitere durch glaziale Abdämmung verursachte epigenetische Talstücke, oft in Gestalt steilwandiger Molasseschluchten. Gilliéron kannte viele solche. Im besonderen sind nach ihm die Ablenkungen der Broye, Glane, Neirigue, Saane und Sense von gegen NW und N gerichtetem Lauf zur Bildung neuer gegen NE gerichteter Schluchten die Folge von Abstauungen durch den Rhonegletscher und seine Moränen. Die Saane (Sarine) ging einst von Gruyères über Bulle, Vuadens, Vaulruz gegen Romont. Dieser alte Weg ist mächtig durch Moränen aufgeschüttet und heute kein Talweg mehr. Der kleine Fluß La Trême, der ursprünglich nach NNE ging, wurde durch Rhonemoränen erst über Bulle-Morlon, dann sogar nach SE umgebogen. Die Trennung der Gérine von der Sense zwischen Plasselb und Plaffeien ist ein mit Glazialschutt aufgefüllter Taltorso, der wohl früher die Sense gegen Freiburg gelenkt hatte. In jenen Gebieten finden sich eine Menge kleiner alter Schluchten, die jetzt von Moränen eingedeckt, deren Bäche manchmal abgelenkt, manchmal neuerdings teilweise eingetieft oder auch umgewendet sind.

Diese Beispiele mögen genügen, um abermals — jetzt vom Gesichtspunkte der Abstauung durch diluviale Aufschüttung — zu zeigen, welchen großen Einfluß die Gletscher auf die Gestaltung des Molasselandes ausgeübt haben. Das heutige Gewirre der lebendigen und abgestorbenen Täler, aus Wasserläufen oft verschiedener Talstücke zusammengesetzt, wäre niemals entstanden ohne die beständige Verlegung der Wasserrinnen durch die wechselnde Vergletscherung. Die einander in der Wirkung entgegenstehenden Momente — Erosion durch vorübergehende Gletscherabflüsse und Aufschüttung durch solche, wie durch die Gletscher selbst — haben zeitlich und örtlich gewechselt und sich immer wieder durchkreuzt. Fast jedes Talstück hat seine besondere komplizierte Talgeschichte. Die letzten Phasen derselben sind zu erkennen, die weiter zurückliegenden dagegen oft unentwirrbar. Eine vollständige Darstellung dieser Vorgänge wird noch lange ein Ding der Unmöglichkeit bleiben. Wir begnügen uns damit, die Entstehungsgeschichte der Oberfläche des Molasselandes nach den Vorgängen, die dabei stattgefunden haben, anzudeuten.

Verschiedene Versuche, eine Karte der Geschichte der Talläufe zu geben, sind an der Mannigfaltigkeit der Erscheinungen gescheitert. Man findet keine klar einteilenden und durchschneidenden Gesichtspunkte. Was wir auf Taf. XV geben, ist ein dürftiger Versuch.

VI. Die Bildung der großen Talseen.

Literatur:

Alb. Heim, Der Zürichsee, Neujahrsblatt der natf. Ges. Zürich 1891.
F. A. Forel, Le Léman, 1892.
Alb. Heim, Die Entstehung der alpinen Randseen, Vieteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1894.
A. Aeppli, Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. „Beiträge" XXXIV, 1894.
Taramelli, I tre laghi. Milano 1903.
Schardt, Origine des lacs subjurassiens. Bull. Soc. Neuchat. 1897 und 1906.
Gogarten, Alpine Randseen und Erosionsterrassen usw. Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 165, 1910.

Die Talseen nach der Ausdehnung ihrer ursprünglichen Anlage.

In den Haupttälern des Molasselandes, die schon tief im Innern der Alpen einsetzen und weit in die flache Molasse hinausreichen, liegen große Seen. Wir nennen sie die großen Talseen oder alpinen Randseen im Gegen-

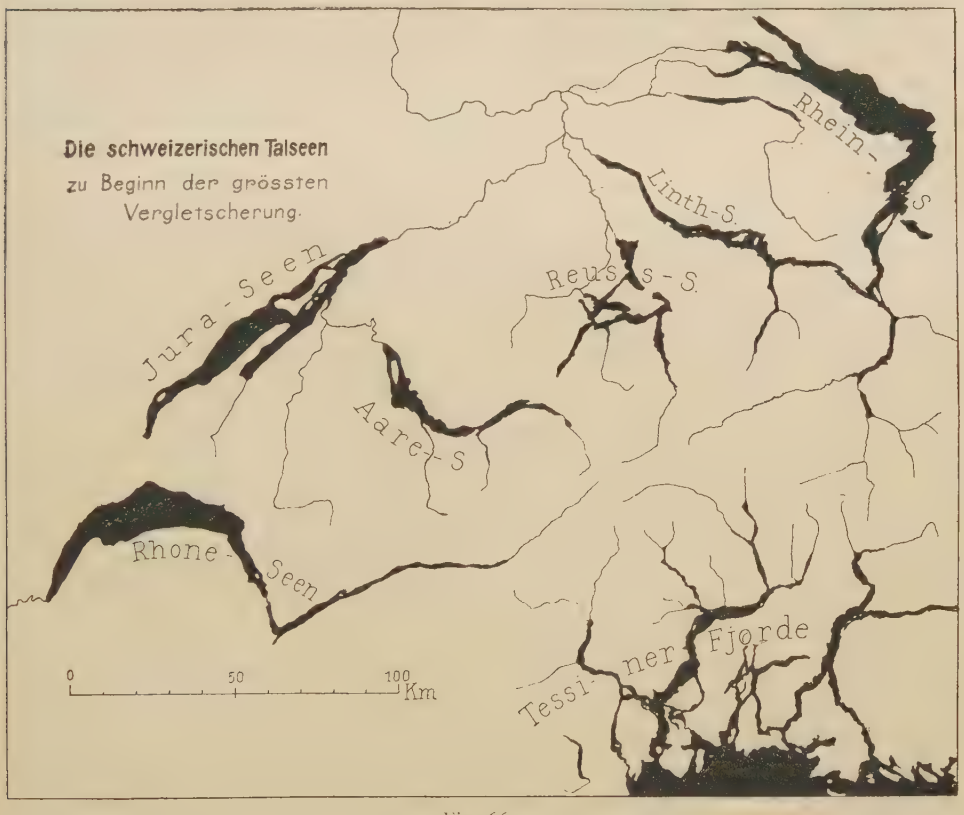


Fig. 66.

satz zu den Hunderten von kleineren und oft weniger talförmigen Seen, die sehr verschiedener Entstehung sind. Die jetzige Ausbreitung der Talseen gibt ein unvollständiges Bild der Erscheinung, um die es sich hier handelt. Die einen Seen sind in ihrem alpinen Teile jung zugeschüttet, andere durch Zuschüttungen geteilt, andere im außeralpinen Gebiete ausgefüllt. Denken wir uns diese jungen

Ausfüllungen alle wieder weg und rekonstruieren wir uns die Seen in voller Entwicklung, so erhalten wir ein überraschendes Bild ihrer einstigen Ausdehnung (Fig. 66).

Das Domleschg war ein See. Nach einer Enge oder einem Unterbruch folgte ein mächtiger fjordartiger Talsee von Reichenau über Chur-Sargans, das Rheintal hinaus. Der jetzige Bodensee, der in der subalpinen Molasse beginnt und weit in die horizontale Molasse hinausgeht, ist der Rest dieses Rheinsees. Er teilte sich bei Sargans und erstreckte sich durch das Seeztal in den Walensee, der ein noch nicht ausgefülltes Stück desselben ist. Dadurch war eine Verbindung gegeben mit dem Linthsee, der als Fjord wohl bis Tierfehd hinter Linthtal, sicher bis Häzingen gereicht hat und sich von da durch das Gasterland in den Zürichsee und bis in die Gegend von Baden erstreckte. Der obere Teil ist besonders durch Bergstürze, Schuttkegel und Alluvionen der Linth, der untere durch Moränen des Linthgletschers, Rückzugs-Niederterrassenschotter und Alluvionen der Sihl gefüllt.

Zu der kompliziert zusammengesetzten Gruppe der Reußseen gehören die Seenrelikte Vierwaldstätter-, Zuger-, Lowerzer- und Sarnersee. Der Urnersee (oberer Teil des Vierwaldstätter-Sees) reichte als Fjord bis Erstfeld, vielleicht ursprünglich bis Amsteg. Er war mit dem Lowerzersee verbunden. Der Bürgenstock war eine Insel; der Alpnachersee reichte bis Rudenz; die Flächen von Horw und Kriens waren See, und der Küsnachterarm verband sich mit dem Zugersee, der sich noch über Baar, Mettmenstetten gegen Bremgarten erstreckte.

Ein weiterer See war der Aaresee. Er erstreckte sich von Meiringen zusammenhängend bis Bern; bei Uetendorf war er sehr breit. Der Belpberg war eine Insel, Seitenarme gingen gegen Frutigen und ein enger Fjord ein Stück weit der Lütschine entgegen. Unten hing er vielleicht mit dem Solothurnersee zusammen.

Der letzte See, der Rhonesee, füllte den Talgrund des Wallis von Brig bis St. Maurice und setzte nach kurzer Unterbrechung bis fast an den Jura unterhalb Genf fort.

Am S-Abhang der Alpen wiederholt sich die gleiche Erscheinung der Talseen. Räumen wir dort in Gedanken die Zuschüttungen aus, so werden diese Seen zu echten Fjorden ganz nach Art der neuseeländischen oder norwegischen Fjorde. Der Tosasee, beginnend bei Crevola, erstreckte sich in den Ortasee und stund durch ein Querstück Cravelona-Pallanza mit dem Tessinsee in Verbindung, der oberhalb Biasca seinen Anfang nahm und zahlreiche Seitenarme aufwies. Er ist so ergänzt ein auffallendes Spiegelbild des Rhein-Linthsees. Der Luganersee hatte längere Zipfel; der Addasee reichte bis Chiavenna und Tirano. Alle diese Seen am S-Abhang der Alpen liefen als Fjorde frei in das Meer der Poebene hinaus.

Was wir hier zu den Seen gerechnet haben, sind in der Tat tiefe Täler, die im Fels weit unter das Niveau der jetzigen Seen reichen und die 100 bis 300 m mächtig mit alpinem Schutt des jüngeren Diluviums und der Alluvialzeit gefüllt sind. Nicht daß das Seenbild einmal vollständig so ausgesehen habe; denn viele Teile der Seearme mögen gleich schnell zugeschüttet worden sein, wie sie sich bilden wollten. Selbstverständlich sind alle Seen im Molasselande jünger als altdiluvial; denn sie sind in einem tieferen Niveau gebettet als die präglaziale Molasseoberfläche. Sie sind aber auch älter als die letzte Vergletscherung, welche die Gehänge

der Seentäler selbst unter Wasser mit Moränen ausgekleistert oder ihre Wasser höher gestaut hat. Die gesamte Seebildung im schweizerischen Molasseland ist eine Erscheinung aus der Diluvialzeit, und zwar aus ihrer jüngeren Hälfte.

Das ursprüngliche Bild der Seen war noch durch ein anderes Moment beeinflußt. Die meisten der großen Talseen, die aus den Alpentälern bis in das Molasseland hinausreichen, stunden in ihrem Niveau ursprünglich höher und haben sich dann, meistens erst in der Postglazialzeit, um 10 bis 70 m gesenkt dadurch, daß ihre Ausflüsse stauende Moränen oder Delta von Seitenflüssen tiefer durchschnitten haben. Die Beweise dafür liegen in alten höheren Seeuferlinien und Deltaresten einmündender Flüsse.

Die Seeflächen waren also beim Rückzuge der letzten Vereisung höher und viel größer als heute.

Wir können dieser Betrachtung über die von den Alpen ausstrahlenden Seen füglich auch noch eine solche über die dem Jura entlang laufenden Seen anschließen. Die ersteren liegen hauptsächlich in Quertalwegen, die letzteren in Längswegen. Alle übrigen Erscheinungen sind ähnlich. Die Juraseen (Neuenburger-, Bieler- und Murtnersee) haben vor den beiden letzten Vergletscherungen zusammengehangen und vom Mormont bis Solothurn gereicht. Auch sie liegen auf mehreren alten Talwegen, die von SW nach NE liefen, und standen ursprünglich höher. Ihre Steilufer und alten Delta sind überall vorhanden. Die heutigen Reste sind auf weniger als die halbe Fläche verkleinert.

Felsbecken.

Die erste Frage, die sich aufdrängt, lautet: Sind diese Seen Felsbecken? Haben sie untere Überlaufschwellen aus Fels? Darüber orientieren folgende Zahlen:

(Sämtliche Zahlen bedeuten Meter über Meer)

See	Seeniveau	Tiefster jetziger Seegrund	Stelle der ersten Felsen im Talweg unterhalb der Seen	Epigenetische Felsschwelle	Eingedeckte alte Rinne daneben
Bodensee	398	145	Schaffhausen	388	350
Zürichsee	409	266	Baden	360	unter 330
Zugersee	416,6	219	Laufenburg	295	„ 280
Vierwaldstättersee	436,9	223	Luzern?	ca. 430	„ 410
Brienzersee	566,4	305	Bern	498?	„ 473
Thunersee	560	343	Bern	498?	„ 473
Genfer-(Leman)see	375,4	66	S. Collonges	?	
Neuenburgersee	432	279	Bannwil	416	Gäutalmündung unter der Aare bei Olten tiefer als 385
Bielersee	432	357	Aarburg	390	

In keinem einzigen Fall geht der Fluß unterhalb direkt über einen Fels, der als Schwelle das ganze Flußtal durchquerte. Felsschwellen sind in der Flußsohle nur in epigenetischen Stücken zu finden. Die jetzigen Seehöhen sind stets durch diluviale und alluviale Aufschüttung bedingt. Ob die ältere tiefere Rinne darunter oder daneben 10 oder 50 m tief ist, wissen wir meistens noch nicht. Allein auch wenn wir sie uns 50 m tief vorstellen, so stehen wir noch immer ein gutes Stück über dem Seegrund, obwohl der Seegrund selbst durch Schlammabsatz erhöht ist. Für die Seen vom N-Abhang der Alpen ist es mindestens sehr wahrscheinlich, daß sie langgestreckte, talförmige, von unten taleinwärts

an Tiefe zunehmende Felsbecken sind. Auch die Juraseen sind offenbar Felsbecken.

Am S-Abhang der Alpen können wir die Felsbeckennatur nicht nachweisen, weil die Seentäler sich in die viele hundert Meter tiefen Aufschüttungen der Poebene öffnen, unter der jede allfällige Felsschwelle tief verborgen zu suchen wäre. Bleiben wir deshalb bei den Seen auf der N-Seite der Alpen.

Ursachen der Übertiefung.

Bei den jetzigen Niveauverhältnissen ist Ausspülung der Täler durch Flüsse auf Seegrundtiefe unmöglich. Die Seetäler sind also **übertieft**. Eine Übertiefung kann auf zwei Arten zu Stande kommen: Entweder ist die Gegend mit den oberen Teilen der Täler relativ eingesunken, oder ein anderes Agens als das fließende Wasser hat vorhandene Talgründe tiefer ausgekolkt.

Selbstverständlich können wir nicht annehmen, daß jeder Talboden für sich allein wie eine lokale Grabenversenkung eingesunken sei; wir finden auch keine Spuren solcher Dislokationen in den Ufergebieten. Da beiderseits der Alpen und in ihrer ganzen Länge die Seen in ähnlicher Weise auftreten, kann es sich nur um eine zusammenhängende relative Einsenkung des ganzen durchtalten Gebietes der Alpen mit samt ihrer Randzone handeln, also um eine ausgebreitete Vertikaldislokation. Wollen wir die Frage prüfen, ob die Übertiefung durch ein ausscheuerndes Agens zustande gekommen ist, dann dürfen wir wiederum nur an eine einheitliche Ursache denken, die nach ihrer Natur gleichmäßig bei allen großen von den Alpen ausstrahlenden Tälern gewirkt haben kann. Damit fällt chemische Auslaugung des Felsgrundes durch das Wasser schon weg. Es bleibt, soweit wir bis heute die Dinge überschauen können, nichts anderes übrig, das ernstlich in Betracht gezogen werden kann, als die Austiefung durch die Gletscher der Diluvialzeit (vergl. S. 356 etc.). In neuerer Zeit wird die Hypothese von der „Übertiefung" der Seebecken durch die Gletscher bereits als Tatsache in den Schulbüchern für die Zwölfjährigen verkündet. Über die Möglichkeit des Ausschleifens von Felsbecken durch Gletscher und über die Möglichkeit der Seebildung durch Einsinken eines durchtalten Gebietes besteht nirgends ein Zweifel. Dagegen beginnt die Unsicherheit schon, wenn die mechanische Art der Gletscherauskolkung und der mögliche Betrag derselben in Frage kommt. Wir lassen dies als allgemeiner Natur außer Besprechung und halten uns nur an die unmittelbar an unser Land sich anknüpfende Frage: sind **unsere** Talseen durch Einsenkung des durchtalten Gebietes oder durch Gletscherauskolkung entstanden?

Angenommen, die Gletscher der Eiszeit hätten Täler mächtig, um 200 bis 700 m (Nußbaum) vertiefen und Seegründe um mehrere 100 m ausschleifen können: sehen unsere Täler und Seebecken so aus, wie es bei solcher Entstehung der Fall sein müßte?

Wenn die Gletscher die Talgründe zu 200 bis 500 m tiefen Seen ausgehobelt hätten, so müßten die Folgen solcher Gletscherarbeit nicht nur unter Wasser liegen, sie müßten überall zu finden sein, wo sich die Gletscher mit gewaltiger Dicke vorwärts geschoben haben. Mehrere 100 m Abschleifung müßte eine für diese Art

der Abnützung ganz charakteristische Oberflächengestalt erzeugt haben, in welche die typischen Formen der freien offenen Verwitterung und Ausspülung seither nur relativ kleine Einbrüche gerissen haben könnten. Wir verweisen auf alles, was im Abschnitt C III erörtert worden ist. Das Resultat jener Betrachtungen geht immer wieder dahin, daß die Talgestaltung und im besondern die Randseengestaltung nicht dem Gletscher und seiner Arbeitsart entspricht, sondern daß der Gletscher sich der vorhandenen Talform wohl oder übel angeschmiegt hat; ferner daß sich die erosiv gestaltende Gletscherwirkung nur in Beträgen von einigen Metern erkennen läßt; daß also die seebildende Talübertiefung von 100 bis 500 m nicht das Werk der Gletscher sein kann.

Vom Gebiete der Juraseen gilt ganz das gleiche. Sie liegen in Talwegen, die älter sind als die beiden letzten Vergletscherungen. Felsrippen teilen die alten Talwege, welche meistens longitudinal, in einigen Stücken aber auch quer zur Flußrichtung des Gletschers verlaufen. Es ist ganz undenkbar, daß der Gletscher den Bieler-, Murtner- und Neuenburgersee durch Übertiefung geschaffen, aber die Rippen mitten in den Seen (la Mosse und Petersinsel) oder zwischen denselben (Vully, Jolimont, Brüttelenberg, Jensberg, Büttenberg) verschont hätte. Die alten Talwege sind vor der großen Interglazialzeit noch nicht vorhanden gewesen und während den beiden letzten Vergletscherungen nicht vertieft, sondern mächtig mit Moränen und Fluvioglazialschottern aufgefüllt worden. Schardt (Bull. Soc. Neuchat. 1906) hat sehr überzeugend nachgewiesen, daß die Übertiefung dieser Seebecken durch Einsinken einer älter durchtalten Zone vor Eintritt der letzten beiden Vergletscherungen, aber keineswegs durch Ausschleifen durch den Gletscher vollzogen worden ist.

Eigenschaften der Randseentäler.

Die Täler, in denen die alpinen Randseen liegen, weisen folgende, für die Beurteilung unserer Frage wesentliche Erscheinungen auf:

1. In der Grundrißform lassen sie alle die für Flußerosionstäler bezeichnenden Gestalten erkennen: Rückwärtsverzweigung im großen wie im kleinen, alle bekannten Komplikationen, wie Rückwärtsdurchschneiden, Ablenken, Ausschalten einzelner Strecken usw. Die Talseen liegen also in normalen alten Erosionstälern, die schon vorher eine komplizierte Geschichte durchlebt haben.

2. Wo die Gehänge nicht zu sehr durch Moränen bedeckt sind, treten unter diesen, trotzdem der Gletscher auch hier darüber gegangen war, Felserosionsterrassen hervor, als Reste ehemaliger Flußarbeit, unabhängig von der Schichtlage. Der für Flußarbeit so bezeichnende Terrassen- und Talstufenbau ist durch alle diese Talsysteme bis in ihren Hintergrund prachtvoll entwickelt (Rütimeyer, Alb. Heim, Bodmer, Gogarten). Der Terrassenbau läßt sich auch noch an vielen Stellen unter dem Seeniveau erkennen (Zürichsee bei Stäfa und Wädenswil, Bodensee große breite Terrasse bei 145 m unter Wasser usw.). Also auch das jetzt unter Wasser stehende Gehänge ist durch Flußarbeit geschaffen.

3. Moränen, Kiese und Delta ausgeräumt gedacht, ist die Tiefe der Randseen

in den Alpen am größten. Sie nimmt in der subalpinen Molasse oder an deren N-Rand rasch ab und klingt in der flachen Molasse langsam aus.

4. Oberhalb der Seen reicht die Kieszuschüttung der Täler mit Deltastruktur weit bis ins Innerste der Alpen hinein, bis aus derselben, meistens ganz unvermittelt, eine felsige Stromschnelle aufsteigt (so: Schynschlucht und Viamalaschlucht bei Thusis, bei Tierfehd-Linthtal, Amsteg, Rudenz, Meiringen oder hinter Hasli im Grund, Brieg usw.). Serpentinisierende Talmittelläufe sieht man nicht; sie müssen unter Kies begraben sein, der bis an den Oberlauf reicht. Der Felsgrund steigt bergwärts nicht als ein Taltrog, sondern als eine Erosionsschlucht unter der Zuschüttung hervor.

Alle diese Erscheinungen sprechen dafür, daß die Übertiefung und Zuschüttung der übertieften Täler mit Wasser und Alluvion die Folge einer diluvialen Einsenkung des ganzen durchtalten Alpenkörpers mit seinen Randregionen ist und daß diese Einsenkung unter das frühere normale Erosionsgefälle der Täler etwas mehr als die Seetiefen betragen hat. Wir lernten diese gesamte Einsenkung des Alpenkörpers mit Abbiegung an seinen Randzonen schon früher (S. 189, 295) kennen. Es ist aber notwendig, auf einige Erscheinungen derselben hier noch etwas näher einzugehen.

Verbiegung der Felserosionsterrassen.

An keinem Seegehänge sind die Felserosionsterrassen so gut und auf so weite Erstreckung ungestört entblößt und so prägnant modelliert wie am Zürichsee. Verfolgen wir diese Terrassen von Zürich bis in die Alpen so ergibt sich:

Von Zürich seeaufwärts steigen die Terrassen regelmäßig mit 0,5 dis 0,9% an. Über Männedorf und Horgen werden sie flach, und von da an fallen sie alle talaufwärts ab mit ca. 4 % Gefälle. Nachdem sie ca. 100 m gesunken sind, biegen sie bei Wädenswil wieder zur Horizontalität um, und von da steigen sie wieder fast regelmäßig bergeinwärts an bis in die Talhintergründe im Hochgebirge. Die Felserosionsterrassen zeichnen die ehemaligen Talböden, deren Reste sie sind, an den Gehängen ganz unabhängig von der Gesteinsart und unabhängig davon, ob die Gesteine nach N oder S fallen, ob sie gebogen sind oder senkrecht stehen. Diese Felserosionsterrassen mußten zur Zeit ihrer Bildung kontinuierliches Gefälle talauswärts besitzen (vergl. Fig. 31). Aus den genannten Erscheinungen müssen wir folgendes schließen:

1. Das fast immer normale Ansteigen der diluvialen Schotterterrassen wie der Reste von Felserosionsterrassen von Basel durch Rhein und Limmat hinauf an den Seiten des Zürichsees bis Horgen und Männedorf beweist, daß seit der Ausbildung dieser Terrassen im Jura und der flachen Molasse keine wesentlichen Dislokationen mehr eingetreten sind.

2. Das fast regelmäßige Ansteigen der diluvialen Terrassen (Uznach) und der Felserosionsterrassen von Wädenswil durch Gaster bis hinauf in den Hintergrund des Linthtales, mit etwas größerem Gefälle als der heutige Talboden, beweist, daß innerhalb der subalpinen Molasse und der Alpen seit der Ausbildung dieser Terrassen und der zugehörigen Talstufen in Haupt- und Nebentälern, also seit Ausbildung

der großen Täler, keine wesentlich verstellenden Dislokationen mehr eingetreten sind, sondern sich der Alpenkörper nur noch als ein relativ starres Ganzes bewegt hat.

3. Das Talstück dazwischen mit den rückläufigen Terrassen (Horgen-Wädenswil linksseitig und Männedorf-Stäfa rechtsseitig) beweist eine Dislokation seit der Ausbildung dieser Terrassen, also seit der Entstehung dieser tieferen Teile des Tales, in welchem der See liegt. Und zwar beweist die Einbiegung der Terrassen und ihr nachher wieder regelmäßiges Ansteigen, daß der Alpenkörper als Ganzes relativ zum Vorlande eingesunken ist. Hier liegt also die Einsenkung durch die Rückläufigkeit der Terrassen sichtbar erwiesen vor uns, (Fig. 31)

4. Die Antiklinale wie die Synklinale der Terrassenverbiegung laufen parallel dem allgemeinen Alpenstreichen schief über den See. Die Verbiegung ist also nicht vom Seetal, sondern vom Alpenrande abhängig.

Die Zeit dieses Vorganges läßt sich bestimmen: Das Talgehänge mit den rückläufig dislozierten Terrassen liegt weit unter dem Niveau der Deckenschotter. Die Terrassen als solche sind also jünger als Günz- und Mindeleiszeit. Die Hochterrassenreste in diesem Gebiete sind unsicher. Dagegen sind linksseitig die Randmoränen der letzten Vergletscherung als prachtvolle Wälle entwickelt. Diese Wälle verlaufen von Schindellegi bis nach Zürich mit regelmäßig zunehmendem Gefälle unbeeinflußt von der Rückläufigkeit der Terrassen darunter, die Terrassenkanten schief überschneidend. Die Verbiegung der Terrassen hat also vor der letzten Vergletscherung stattgefunden. Sie fällt in das Ende der großen, spätestens in die letzte Interglazialzeit.

Der Gesamtbetrag dieser Einsenkung des schon vorher durchtalt gewesenen Alpenkörpers läßt sich natürlich an der Rückläufigkeit der tiefen Terrassen nicht bemessen. Die Einsenkung kann schon früher begonnen haben und die Rückläufigkeit der Terrassen nur in der letzten Phase derselben entstanden sein.

Penck wendet (P. u. Br. S. 431) gegen meinen Versuch zur Rekonstruktion der alten höheren alpinen Talböden ein, sie seien nicht möglich, weil sie zu wenig Gefälle hätten. Allein mir scheint, daß gerade darin sich wiederum die allgemeine Einsenkung der Alpen zeigt, die den alten alpinen Talböden Gefälle genommen, aber umgekehrt durch relative Aufstauung im Molassevorlande die Gefälle der dortigen alten Talböden (Taf. XIIIa, D_1 und D_2) vermehrt hat.

Brückner (P. u. Br. S. 500 bis 526) hat nicht nur in das Verständnis der Schotter und Moränen des Sihl-Lorzegebietes Verwirrung gebracht, er hat auch behauptet, die Erosionsfelsterrassen am Zürichsee seien „Rippung", Schichtverwitterungstreppen. Gogarten hat meine Auffassung verteidigt. Die Terrassen am Zürichsee sind rechtläufig wie rückläufig ausgebildet in einer Schärfe, Form und Größe und in einer Kontinuität, wie sie bei Verwitterungs- oder gar Gletscherschliffrippen in weichen Molassesandsteinen und Mergeln gar nicht vorkommen könnten. Sie gehen ferner nicht mit den Schichten, sondern die Schichtfugen schneiden schief über die Terrassenkanten. Von Horgen bis Zürich fallen am Seegehänge die Terrassenkanten mit 0,5 bis 0,9%, die Linien der Schichtköpfe mit 2,6%. Auf der prächtigen weiten, ebenen Terrasse der Horger Allmend, wo Molassemergelkalk ausgebeutet worden ist, sieht man die dort ca. 4% betragende Diskordanz von Schichtungsfläche und Terrassenfläche sehr klar aufgeschlossen (Fig. 67).

Das Ausgehende des Kohlenlagers von Käpfnach geht schief von einer unteren Terrasse über einen Terrassenabsatz hinauf und in die Basis desjenigen der oberen Terrasse hinein. Die Kohle wurde mit horizontalem Stollen unter der tieferen rechtläufigen Terrasse in Käpfnach und ebenso unter einer höheren rückläufigen Terrasse in Gottshalden ausgebeutet. An beiden Orten besteht die gleiche Differenz von Schichtlage und Terrassenverlauf. Brückner will die Abhängigkeit der Terrassierung

von der Schichtlage damit beweisen, daß das Kohlenlager mit der Verbiegung der Terrasse auch verbiege. Gewiß, denn die Dislokation, welche die Terrassen rückläufig gemacht hat, hat auch die Molasseschicht mit ergriffen! Aber die Differenz zwischen Schicht und Terrasse bleibt deshalb doch bestehen: Das Kohlenlager fällt unter den rechtläufigen Terrassen um ca. 2° steiler talabwärts, und unter den rückläufigen Terrassen ca. 2° weniger stark rückläufig, als die Terrassenkanten. Daß die Schichten mit den Terrassen verbogen sind, beweist nicht, daß letztere Schichtrippen seien.

Bei Stäfa sieht man Schichtfugen zwischen Nagelfluh und Mergel schief über die Terrassenkanten schneiden. An einer Kante der rückläufigen Terrassen oberhalb Au und Obort sah man bei Gelegenheit von Abrutschung und Straßenbau an einer Stelle eine Sandsteinbank, nachher eine Mergelbank, dann wieder Sandstein schief über die Terrassenkante ausstreichen. Von Wädenswil talaufwärts richten sich die Molasseschichten mehr und mehr auf. Wir messen oberhalb Richterswil 20°, 40°, 45° N-Fall.

Fig. 67.

Molasse-Mergelkalk-Bruch auf der Horger-Allmend (Horgen am Zürichsee) bei 510 m Meerhöhe. Die ebene Felserosions-Terrasse der Horger-Allmend schneidet die Schichten schief ab. Maßstab für Höhen und Längen = 1 : 400. *1.* = Mergelkalk 2,5 bis 3 m, *2.* = grüne und rote Mergel 20 bis 30 cm, *3.* = grauer Sandstein 0,8 m, *4.* = graue und gelbe Mengel bis 0,5 m, *5.* = Sandmergel 1,9 m, *6.* = Humus und Rasen 20 cm.

Schließlich stehen sie bei Lydwil senkrecht. Die Felsterrassen aber setzen sich fort und schneiden unbekümmert hierum ihre Gesimse mit 0,7% Gefälle wie in die flacheren, so auch in die aufgerichteten Schichten dem Talgehänge entlang (Fig 31). Diese Terrassen sind eben nicht Schichtungsrippen! Die Verbiegung der Terrassen streicht wie die Alpen, nicht quer zum See; damit übereinstimmend fallen auch die rückläufigen Terrassenflächen am rechten Seeufer etwas seewärts, am linken durchweg bergeinwärts, während die normal fallenden Terrassen diese Differenz von links und rechts nicht mehr zeigen. Die Felsterrassen der Zürichseeufer lassen sich auch durchaus nicht als Glazialgesimse deuten. Ihre Form ist nicht diejenige der Trogränder, und sie haben nicht halb so viel Gefälle als die Moränen. Und selbst wenn es Glazialgesimse wären, so würde dennoch ihre Rückläufigkeit bestehen. Darum hat Brückner auch nicht versucht, sie als Glazialgesimse zu deuten. Es sind echte Flußerosionsterrassen im Fels, unabhängig von der Schichtlage, ausgeschnitten durch den repetierten Wechsel von Einschneiden (Stadium I der Talbildung) und Verbreitern (Stadium II der Talbildung). Sie lassen sich über, besonders deutlich aber unter dem Niveau der Wallmoräne der letzten Vergletscherung in dem moränenarmen Strich von Zollikon über Küsnacht, Herrliberg, Meilen, Männedorf und Rüschlikon, Talwil, Horgen mit normalem Gefälle 0,5 bis 0,9% talauswärts und nachher mit rückläufigem Gefälle von 4% talaufwärts prachtvoll verfolgen. — Die Rückläufigkeit von Felserosionsterrassen an den Gehängen des Zürichsees ist eine unumstößliche Tatsache, die ich immer wieder aufs neue kritisch geprüft und bestätigt gefunden habe. Jeder kann sie nachprüfen.

Brückner konstruiert (P. u. B. S. 535) eine präglaziale Landoberfläche im Vierwaldstätterseegebiet, um dann zu zeigen, daß dieselbe von den Eggbergen ob Flüelen bis zu ihren Resten ob Luzern und am Zugerberg mit 5 bis 6‰ falle, also nicht rückläufig sei, — somit der See durch glaziale Eintiefung um 800 bis 1400 m in diese eingesenkt sein müsse! Allein zunächst ist seine Konstruktion dieser präglazialen Oberfläche voll Willkürlichkeiten und Fehler. (Verglichen S. 285.) Aber selbst wenn sie richtig wäre, so würde sie doch kein Beweis in Brückners Sinne sein, denn er gibt sie ja nur innerhalb der Alpen an, die in der Hauptsache als steifes Ganzes eingesunken sind. Die prägnante rückläufige Abbiegung liegt erst nördlich vom tektonischen Alpenrand. Die

Unterlage der Deckenschotterplatte der Sihl-Lorze-Region ist ein Stück rückläufiger präglazialer Landoberfläche.

Rückläufigkeit des Deckenschotters.

(Hierzu Taf. XIIIa und Fig. 31, 68a u. 68b.)

Einen andern Beweis und zugleich ein Maß für die ganze Einsenkung bietet der Deckenschotter. Er steigt in seinen zur Ebene ergänzten Resten von Basel bis auf den Gipfel des Ütliberges bei Zürich an, wo seine Oberfläche auf 873 m liegt. Parallel dem Seetal aufwärts auf dem Albiskamm setzt er fast horizontal fort; er hat sein Gefälle verloren, muß also hier schon etwas alpenwärts gesunken sein. Dann finden wir weiter südlich drei Reste einer ausgezeichneten, deckenförmig gelagerten, löchrigen Diluvialnagelfluh, an deren Zusammengehörigkeit zu einer Platte noch niemand zweifeln konnte: Hirzel-Kellenholz, Steilwand W Neuheim und Baarburg. Daran schließen sich, nur wenig weiter südlich, ausgedehnte Schotterwände beiderseits der Sihl und Lorze, und östlich erscheint dieselbe löchrige Nagelfluh wiederum oberhalb Wädenswil bei Waisenhaus und Altschloß. Diese Vorkommnisse liegen, wo sie in gleichem alpinem Streichen sind, fast genau gleich hoch, umso tiefer aber, je näher alpenwärts sie sich finden; sie zeigen auch da, wo sie zusammenhängen, ein Gefälle gegen S. Setzen wir diese ausgedehnten Aufschlüsse löchriger Nagelfluh im Geiste zusammen, so erhalten wir eine ebene rückläufige Platte von Deckenschotter, die in das gleiche alpenrandliche Streichen fällt wie die rückläufigen Terrassen und im Gegensatz zum normalen Steigen des Deckenschotters gegen S eine Einsenkung der Alpen um mehrere hundert Meter gegenüber dem Vorlande anzeigt.

Nach eingehender neuer Prüfung halte ich daran fest: Die Vorkommnisse diluvialer löchriger Nagelfluh von Baarburg, Neuenheim, Kellenholz, Wädenswil-Altschloß, Sihltal bis Sihlsprung, Lorzetobel sind ein und dieselbe fluvioglaziale Platte mit prachtvollem Übergangskegel im oberen Teil des Lorzetobels (Tobelbrücke) in Grundmoränen ohne erhaltene Endmoränenwälle.

Um die Dislokation der Schotterplatte messend zu beurteilen, darf man nicht in erster Linie die Unterlage, sondern man muß die Akkumulationsoberfläche auf ihr Gefälle prüfen. Diese Platte fäll in ihrer Auflagerungsfläche wie in ihrer Oberfläche unzweideutig gegen die Alpen hinein.

Auf Baarburg steht ihre Oberfläche bei 687 m, unter Neuenheim sinkt sie gegen S von 680 auf 670 m, am Schönenheggliwald steht sie auf 640 m, am Gstelli auf 618, an der Tobelbrücke im Lorzetobel auf 600 m. Hier liegt die der Terrasseneinbiegung von Wädenswil entsprechende Synklinale. Weiter gegen S steigt die Diluvialnagelfluh an und erreicht unter Allenwinden wieder 670 m. Ganz so fällt die Oberfläche der löchrigen Diluvialnagelfluh an der Sihl in der genau entsprechenden Zone gegen SE wie folgt: Kellenholz-Hirzel 700 m. Dann folgen einige verrutschte Partien. Nachher: Bodenweid 650 m, Mühlebach 640 m, Sihlsprung 620 und Suhner 600 m. Das Stück Bodenweid-Suhner ist eine vollständig zusammenhängende Platte löchriger Nagelfluh, deren Rückläufigkeit eine unumstößliche Tatsache ist. Im gleichen alpinen Streichen Wädenswil-Lorzetobelbrücke folgt hier die Synklinale, während unter Dändlimoos die löchrige Nagelfluh bei ca. 610 m wieder aus dem Talboden aufsteigt und an stark dislozierter Molasse anliegend endigt.

Innerhalb des Lorzetobels findet R. Frei in dem dortigen Wechsel von Grundmoräne und Schotter fast vollständige Horizontalität, keine Rückläufigkeit der Schichtung. Allein wir

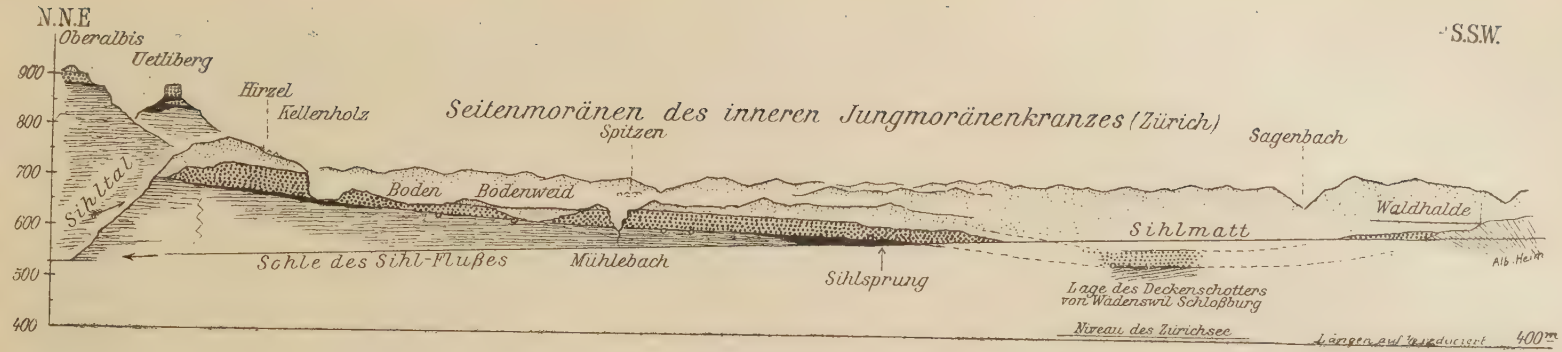


Fig. 68 a.
Profil des rückläufigen Deckenschotters im Sihltal.

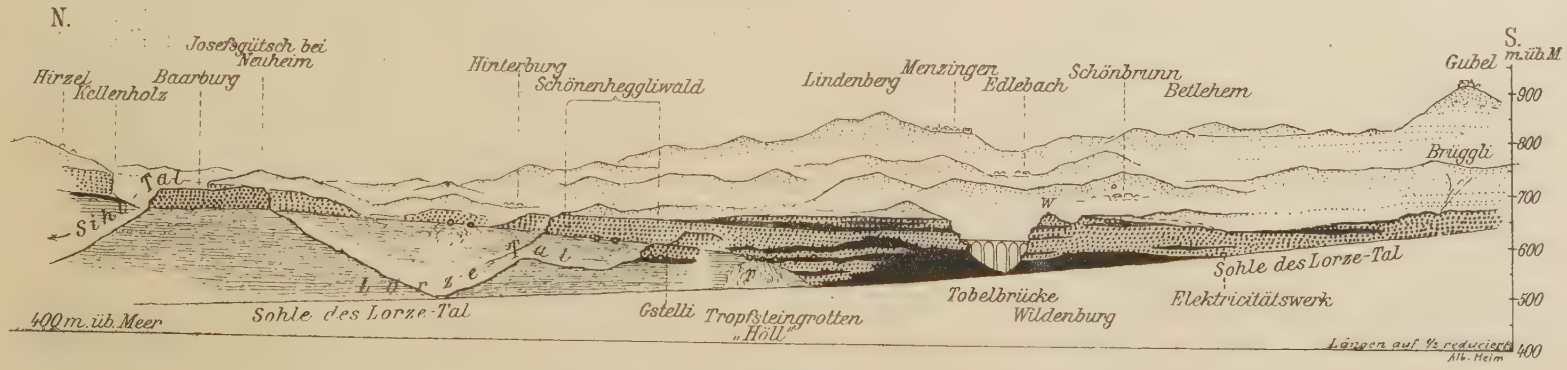


Fig. 68 b.
Profil des rückläufigen Deckenschotters im Lorzetobel.

Molasse (Felsgrund)
Grundmoräne der ersten u. zweiten Vergletscherung
Deckenschotter
Jung-Moränen u. Schotter
• = Quellen

stehen ja hier im Gebiete eines Übergangskegels, sei es aus der Deckenschotterzeit oder, wie R. Frei denkt, aus der Hochterrassenzeit. Da bedeutet Horizontalität schon starke Rückläufigkeit. Statt mehrere Prozente nach N zu fallen, sind die Schichten beinahe horizontal.

Sowohl das Oberflächengefälle der löcherigen Nagelfluh in dieser Region, wie auch die Schichtlage der ganzen Platte selbst und ihre Unterlage von Grundmoräne oder Molasse im Lorzetobel und Sihlsprunggebiete beweisen also eine Einsenkung der Zone mit ca. 3% Gefälle gegen die Alpen genau auf dem alpinen Streichen, dem die rückläufigen Terrassen von Wädenswil-Stäfa entsprechen. Es handelt sich um die gleiche tektonische Bewegung.

Die löchrigen Nagelfluhen samt ihrem Übergangskegel im Lorzetobel und die Nagelfluhplatte im Sihlsprung liegen unzweideutig unter mächtigen Schottern, Grundmoränen und Wallmoränen der letzten Vergletscherung. Sie gehören also, darüber sind wir mit Ausnahme von Brückner alle einig, einer der älteren Vergletscherungen an. Hier sollte die Molasse bis in Albishöhe reichen, sie bleibt aber 200 bis 300 m tiefer. Nirgends sticht ein Molasseberg durch die verkittete diluviale Schotterdecke hinaus. Überall liegt hier der Schotter als Decke auf der Molasse, trotz ihrer tiefen Lage. Aber eben wegen der tiefen randalpinen Versenkung sind im Schutze der Hoherone zwischen Linth- und Reußgebiet die ältesten Diluvialbildungen so ungewöhnlich erhalten geblieben; sie sind zugleich von gewaltigen Jungmoränen und jungdiluvialen Schottern bedeckt, während diese letzteren normal tiefer als der alte Schotter und in demselben eingeschachtelt liegen sollten. Das Rückwärtsgefälle der löchrigen Nagelfluh hat hier das rechtläufige Gefälle der jüngeren Schotter und der Jungmoränen gekreuzt und die normale Höhenlage der Dinge umgekehrt.

Es bleibt noch die Frage, ob die löchrigen Nagelfluhen unserer Baarburg-Sihlsprung-Lorze-Platte zur Riß-, Mindel- oder Günzvergletscherung gehören.

Für Deckenschotter sprechen: die Art der Verkittung, die Masse der hohlen Geschiebe und die ganze Art der Löchrigkeit, ferner die Unterlagerung durch Grundmoräne, das einheitliche Durchbrechen in steilen Klüften, die Steilwände und das Auftreten in Plateau und Decken auf der Molasse, nicht in tiefen Rinnen in dieselbe eingesenkt. Das alles spricht zugleich gegen Riß- oder Hochterrasse. Es kann keinen typischeren Deckenschotterberg geben als die Baarburg. Sie entspricht völlig einem Irchel oder Uetliberg, nur in vertiefter Lage.

Der einzige Einwurf, der gegen die Deckenschotternatur der Baarburg-Sihlsprung-Schotter gemacht werden kann, besteht darin, daß diese Schotter etwas reicher an kristallinen Bündnergesteinen und Sernifiten sind als die Deckenschotter von Uetliberg, Siggental, Irchel und der Enden. Ich kann diesem Unterschied aber bei der Distanz von 20 bis 50 km kein großes Gewicht beilegen. Die Gerölle im Deckenschotter zeigen auch anderswo schwarmweisen Wechsel, und R. Frei selbst hebt den Gehalt des älteren Deckenschotters an Juliergraniten hervor als Beweis dafür, daß das Walenseetal schon präglazial bestanden hat. Sodann könnte vielleicht unser Deckenschotter des Sihl-Lorzegebietes jüngerer Deckenschotter sein im Gegensatz zum Uetliberg, denn überall erweist sich der untere Deckenschotter reicher an Geschieben kristalliner Silicatgesteine. Indessen hat auch schon der Albishornschotter ziemlich viel Sernifite und Juliergranite, und diesen nimmt auch R. Frei mit dem Uetlibergschotter D_1 zusammen!

Damit kommen wir nach abermaliger Prüfung wieder in ganzem Umfange auf die Darstellung der Verhältnisse zurück, wie sie Alb. Heim und Aeppli 1891—1894 gegeben haben.

Nehmen wir den Sihl-Lorzeschotter für älteren Deckenschotter, so ergibt seine eingesunkene Lage am Sihlsprung und im Lorzetobel eine Senkung der Alpen und ihrer Randzone um 250 bis 300 m; ist es jüngerer Deckenschotter, so bleiben immer noch 150 bis 200 m Einsenkung gegenüber dem vorliegenden Molasseland erwiesen.

Am N-Rande der subalpinen Molasse häufen sich eine Menge Beweise für eine mitteldiluviale Einsenkung gegen und mit dem Alpenkörper: Rückläufige Erosionsterrassen, rückläufige Deckenschotter, rückläufige präglaziale Oberfläche, rückläufige Molasseschichtlage, rückläufige und dann mit Wasser und Geschiebe zugeschüttete Talböden, in die Streichrichtung der Absenkungsflexur fallende Flußablenkung, eingedrückte Höhen des Molasselandes der subalpinen Zone entlang. Statt all das hier zu wiederholen, verweise ich abermals auf S. 189.

Auch die Erscheinungen der Hochterrasse und besonders der Tiefrinnen mit ihren Schotterauffüllungen (S. 295—298) haben uns schon zu der Annahme gezwungen, daß das Gefälle von den Alpen gegen NW nach der vorletzten Interglazialzeit abgenommen haben muß, mit anderen Worten, daß die Alpen während der Diluvialzeit relativ eingesunken sein müssen. Alle diese Anzeichen deuten stets auf die Zeit kurz vor der größten Vergletscherung. Der echte Hochterrassenschotter reicht nicht mehr zusammenhängend in das Einsenkungsgebiet. Einzelne isolierte Reste bieten keine Sicherheit zur Zeitbestimmung der Alpeneinsenkung. Nur die Deckenschotter können helfen, wenn sie so weit an die Alpen hinanreichen. Und das tun sie eben in den Lorze-Sihlsprungschottern! Diese beweisen die mächtige seenbildende Einsenkung der Alpen und ihrer Randzonen.

Kritik von Brückner und R. Frei betreffend die Sihl-Lorze-Schotter.

Brückner hat die obige, ihm nicht zusagende Auffassung mit bedeutendem Kraftaufwand zu zerstören versucht (Penck und Brückner, S. 500—512), indem er die rückläufigen Erosionsterrassen für Schichtrippung erklärt, was wir schon zurückgewiesen haben, und behauptet, die Schotter von Sihlsprung und Lorzetobel seien jung, letzte Vergletscherung, Laufenschwankung! Als Begründung für das letztere lesen wir S. 508 einzig den unerwiesenen Ausspruch, daß sie sich mit den Würmmoränen verzahnen. Dies ist vollständig unrichtig. Gewiß liegen über der diluvialen Lorze- und Sihlsprung-Nagelfluh und den mit ihnen verknüpften Grundmoränen (die beide nicht wenig Rheingeschiebe enthalten) auf unebener Erosionsfläche weite ausgedehnte Grundmoränen und Schotter, zum Teil der größten Vergletscherung angehörend, und darüber erst die ungeheure Linthmoränenlandschaft der letzten Vergletscherung. Aber nirgends findet sich eine Spur von Verzahnung und Mischung von Würmmoränen mit Sihlsprung und Lorzeschotter. Dagegen gehen an manchen Stellen die Würmmoränen mit schiefer Grenze über die Erosionsabbrüche des Deckenschotters hinab; sie sind also nicht nur jünger als deren Absatz, sondern auch noch jünger als deren Durchtalung (Knödli, Neuheim-Uttingen, unter Hinterburg, Sihlmatt usw.). Und wo gäbe es sonst einen Schotter der Laufenschwankung, der wie Sihlsprung und Lorze-Nagelfluh voll hohl ausgelaugter Geschiebe und fest verkittet in senkrechten Wänden ansteht? Und wie sollte es gekommen sein, daß hier im Reußgebiete Schotter der Laufenschwankung mit Juliergraniten gespickt sind? Hier ist nicht der Ort, das Brücknersche Konglomerat von einigen richtigen Beobachtungen und zahlreichen unrichtigen Behauptungen und Interpretationen zu zergliedern; es wäre dies eher die Aufgabe einer besondern Schrift. Wer die Gegend aus eigener Beobach-

tung wirklich kennt, der wird die Brücknerschen Profile auf S. 509 und 510 nur mit Erstaunen betrachten können.

Seither (1912) hat R. Frei in seiner Monographie des Deckenschotters sich dahin ausgesprochen, daß der Schotter von Kellenholz und Baarburg eher Hochterrassenschotter und derjenige von Sihlsprung und Lorzetobel noch jünger sein könnte, und daß der Deckenschotter hierhin keine Fortsetzung mehr habe. Immerhin bleibt die im Vergleich zum Ütliberg zu tiefe Lage des Deckenschotters auf dem Albiskamm auch für R. Frei eine anerkannte Rückläufigkeit.

Um die Frage des Alters der Sihlsprung-Lorze-Schotter nochmals zu prüfen, habe ich zusammen mit J. Hug und A. Jeannet die Gebiete im August 1913 wiederum begangen. Es ist uns rein unmöglich, zwischen den diluvialen löchrigen Nagelfluhen von Kellenholz, Baarburg und Neuheim einerseits und Sihlsprunggebiet und Lorzetobel andererseits einen Unterschied zu finden. Von Kellenholz bis Sihlsprung und von Baarburg bis Lorzetobelbrücke finden wir die absolut gleiche diluviale Nagelfluhplatte mit der genau gleichen Geröllmischung (Linth und Rhein, aus Bünden besonders Amphibolite und Juliergranite), genau gleicher Verkittung, gleicher Häufigkeit hohler Geschiebe, gleicher einheitlicher Klüftung der ganzen senkrechten Abbruchwände, gleicher Anhäufung großer Geschiebe an der Unterlage, gleicher toniger Grundmoräne in der Basis, gleicher Reihe von Quellen über der Grundmoräne aus der löchrigen Nagelfluh, gleichem rückläufigem Gefälle im gesamten Zusammenhang wie in den einzelnen Fetzen. In der Reihe Kellenholz-Sihlsprung, und noch viel vollkommener in der Reihe Neuheim-Lorzetobel zeigt sich aber innerhalb vollständig zusammenhängender Aufschlüsse (z. B. von Schönenheggliwald bis Höll) die Zunahme von Moräneeinlagerungen, der Übergang von Schotter in Moräne, wie ihn R. Frei im einzelnen sorgfältig verfolgt hat. Wir stehen hier im Übergangskegel. Ganz genau Hand in Hand mit der Zunahme der Schlammeinlagerungen nehmen allmählich die Festigkeit der Verkittung und die hohlen Geschiebe ab, die Frische der Gerölle dagegen zu. Das ist ein Fazieswechsel, bedingt durch die mit dem Tonschlamm abnehmende Durchtränkbarkeit, nicht ein Alterswechsel! Der gleiche Juliergranit zerfällt im reinen Schotter pulverig, ist im moränendurchsetzten Schotter derselben Ablagerung zwar nicht mehr frisch, aber doch noch fest. Man hat oft für die Altersbestimmung zu großes Gewicht auf den Verwitterungszustand der Silikatgesteinsgerölle gelegt und die ebenso maßgebenden Durchtränkungsverhältnisse unberücksichtigt gelassen.

Ganz entschieden irrt R. Frei, wenn er („Beiträge" geol. Spezialkarte Nr. 70) die bei Kohlgrub an der Straße ausgebeuteten Schotter mit denen von Sihlsprung zusammenhängt, und gar wenn er die verschwemmte Moräne von Himmelreich ob Baar mit der Nagelfluh von Gstelli und Lorzetobel für gleichaltrig nimmt. Erstere Schotter haben viel jüngeren Habitus, viel geringere Verkittung, fast keine hohlen Geschiebe, wohl aber enthalten sie zahlreiche kleine und große Blöcke der löchrigen Diluvialnagelfluh von Kellenholz und Gstelli eingeschlossen, an welchen ihre Sandbänke abstoßen oder die geschrammt sind! Es ist mir allerdings ein Rätsel, wie R. Frei, der sonst so sorgfältige Beobachter, einerseits Kellenholz und Sihlsprung, Baarburg und Lorzetobel auseinanderreißen, dagegen Kohlgrubmettel mit Sihlsprung und Himmelreich mit Gstelli-Lorzetobel zusammenhängen konnte. Die Furcht vor den Konsequenzen einer Rückläufigkeit des Deckenschotters hatte ihn beeinflußt.

Seen am Südfuß der Alpen.

Endlich gibt es auch, symmetrisch zum N-Rand der Alpen, eine Reihe von Anzeichen für eine Alpen-einsenkende Randflexur am S-Fuß der Alpen. Das Nähere darüber ist schon S. 192 mitgeteilt. Anstatt noch im einzelnen darauf einzutreten, verweise ich auf die trefflichen Arbeiten von Taramelli, der zur Erklärung der Lagerungserscheinungen von Pliocän und Diluvium im Verhältnis zu den „insubrischen Seen" unabhängig von mir zu den ganz gleichen Resultaten gekommen ist: postpliocäne Hebung, Erosion, nachher Senkung der Alpen, die rückläufiges Gefälle schafft und dadurch die Seen erzeugt hat!

Überblick.

Stellen wir uns in Gedanken oder lieber in Wahrheit auf die Rigi, den Pilatus oder auf den Monte Generoso. Wir schauen auf die zackigen Seen mit allen ihren Buchten und vorragenden Bergkanten („Nasen") unter uns und denken uns dazu noch die Alluvionen weg und die Seen ergänzt. Ein sprechenderes, ergreifenderes Bild eines durchtalten und dann bis zum Ertrinken der Täler unter ihrem eigenen Wasser eingesunkenen Gebirges kann man sich wohl kaum denken. Da sind sie alle, diese Einbuchtungen des Wassers, die für Untertauchen so bezeichnend sind, und es fehlen die einförmigen geraden, ganzrandigen Tröge, die der Gletscher geschliffen hätte. Nie kann der Gletscher einen Vierwaldstättersee modelliert haben! Nur viel mannigfaltigere, ältere, repetierte, verwickelte Vorgänge der Dislokation, Flußerosion und Verwitterung und schließlich eine Einsenkung des ganzen Reliefs kann dieses wunderbar gegliederte Gebilde erzeugt haben!

Der Alpenkörper, der schon durchtalt war, dessen lebendige Flüsse über das Molasseland hinaus ihre Furchen fortgesetzt hatten, ist lange nach den beiden ersten Vergletscherungen am Schlusse der großen Interglazialzeit, aber vor der vorletzten Vergletscherung, also in der Mitte der Diluvialzeit etwas weniges eingesunken — an der N-Seite um ca. 200—300 m, an der S-Seite um 300—500 m, also um etwa ein Zehntel seiner noch erhaltenen Meerhöhe. Er hat die subalpine Molasse und die Randzone der flachen Molasse noch mit hinabgezogen oder eingedrückt. Dadurch sind die aus den Alpen kommenden Talböden rückläufig geworden. So sind die Randseen oder Talseen entstanden.

Die ungleichen Tiefenverhältnisse der Randseen und ihre Ausdehnung haben komplexe Ursachen. Die alpine Einsenkung klingt in den einen Gebieten (Vierwaldstättersee) früher und rascher, in anderen (Zürichsee, Bodensee) langsamer in das Molasseland hinaus ab. Bei manchen ist auch ein wenig Glazialerosion und bei vielen Stauung durch Moränen hinzugekommen. Sodann sind die Seengründe sehr ungleich eingeschüttet. Am Zürichsee ist der Seeboden mehr im oberen Teil, von Wädenswil an aufwärts, im Vierwaldstättersee mehr im unteren Teile erhöht. Dazu kommen die Fluß- und Bacheinschwemmungen.

Nachdem A. Favre, A. Escher, B. Studer sich gegen die Glazialerosion der Seebecken in der Schweiz ausgesprochen hatten, folgte bald Rütimeyers gedankenschweres Buch über Tal- und Seebildung. Er nahm als Ursache der Seebildung Dislokationsriegel an, verstärkt durch Delta der Nebenflüsse. 1891 haben Alb. Heim und 1892 F. A. Forel die allgemeine Alpensenkung als Ursache der Talseebildung erklärt. Forel hat derselben für den Lemansee (Le Léman S. 265) einfachen prägnanten Ausdruck gegeben: Aushöhlung des Tales nach Miozän durch die Rhone, Senkung der Alpen um 500—1000 m, dadurch Umwandlung des Tales in das Seebecken, Auskleidung des Beckens mit Diluvium und Alluvium.

Geostatische Erklärung.

Zur Erklärung des Vorganges einer solchen späten Einsenkung des Alpenkörpers drängte sich mir 1894 folgende Hypothese auf:

Die Gebirgsbildung hat die Erdrinde Falte auf Falte zusammengestaut und übereinander gehäuft. Gleichzeitig mit der Aufstauung haben Verwitterung und Abspülung gearbeitet und Täler geschaffen. Die Aufstauung führt aber zu einer Überlastung der Erdrinde, und wenn die stauenden Kräfte in ihrer Spannung durch Befriedigung allmählich nachgelassen, muß sich die Überlast geltend machen und die zusammengefaltete Zone dadurch etwas einsinken. In ihr hatten sich die äußeren leichteren Schichtschalen der Erdrinde gehäuft. Durch das Einsinken wurden tiefere, dichtere Massen der Süß'schen Zonen Sal und Sima und vielleicht sogar der Sphaere Nife etwas seitlich verdrängt, bis das Gleichgewicht ungefähr wiederhergestellt war, indem die Gewichtsdifferenz zwischen dem eingesunkenen leichteren Material und dem verdrängten schwereren die noch bleibende Gebirgsvorragung nun wieder trägt. Etwelches Einsinken fertig gestauter Gebirgsmassen als letzte Phase der Gebirgsbildung erscheint hiernach als eine Notwendigkeit. Dadurch erklären sich die tief eingedrückten Randzonen rings um Kontinente oder Gebirge, z. B. die Meertiefe, die Skandinavien im W umsäumt, das Vorhandensein der größten Meertiefen den höchsten Rippen der Kontinente entlang. Dadurch wird ferner verständlich, warum die meisten Gebirge entweder Fjorde, Randseen oder dann übertiefte zugeschüttete Talböden besitzen. Ausnahmen, wie beim Kaukasus, hängen vielleicht mit jungeruptivem Leben zusammen.

Hie und da zeigt sich, daß außerhalb des Einsenkungsrandes, welcher das Gebirge zunächst begleitet, eine etwas gehobene Zone folgt. Die Einsenkung hat sich nicht zu tief hinab, vielleicht nicht bis in die Barysphäre geltend gemacht, dafür mehr seitliche Materialverschiebung erzeugt. Die Massen sind besonders in der Richtung ausgewichen, in welcher die vorrückenden Decken wanderten. Das könnte die Ursache dafür sein, daß die meisten großen Gebirge auf der einen Seite von Tiefland, auf der anderen aber von gehobenen Plateaux begleitet werden. Für unser Land wird dadurch vieles verständlich. Unter den in der pontischen und pliocänen Zeit vorrückenden Deckfalten mußten die tieferen plastischen Massen gegen N ausweichen, woraus im Gleichgewicht das ganze vorliegende Molasseland seine pliocäne plateauförmige Hebung erfuhr. Der Schub aus den Alpen faltete die Randzone der Molasse. Ohne Unterbruch arbeiteten Verwitterung und Durchtalung. Die alpinen Decken stießen an die gefaltete Molasse und stauten sich in engere Falten. Dadurch kam am Schluß der Pliocänzeit noch mehr Überlastung zustande, und langsam, nachdem der Schub nachgelassen hatte, folgte im Diluvium die letzte Einsenkung des fertig gefalteten Alpenkörpers als eines Ganzen in sich. So verstehen wir die Vorgänge in ihrer Abhängigkeit. Der Horizontalschub erzeugt Falten und führt zu Überlastung; Überlastung erzeugt nachfolgende Einsenkung und hebendes Auftreiben des Außenlandes. Diese Vorgänge wirkten in verschiedenen Wellen repetiert nacheinander. So ist die tiefe Versenkung der Molasse unter den ausbiegenden Ketten des Alpen-N-Randes, die allgemeine Erhebung des Molasse-Mittellandes um einige 100 bis über 1000 m über ihr Entstehungsniveau und später folgend das letzte schwache Nachsinken der Alpen und ihrer Ränder im Diluvium verständlich, das zur Bildung der Randseen geführt hat.

Wir haben die Beweise für dieses relative Einsinken der Alpen in den Schweremessungen durch Pendelbeobachtungen gefunden. Wo die weniger dichte Erdrinde in Schuppen aufeinandergetürmt und gefaltet worden und dadurch eingesunken ist, da hat sich leichteres an Stelle von schwerem Material gesetzt. Auf Meerniveau reduziert berechnet, ergeben die Schweremessungen hier einen relativen Massendefekt. Wo hingegen eine Hebung von unten stattgefunden hat, sind in der Tiefe dichtere an Stelle weniger dichter Massen getreten, und die Schweremessung ergibt eher einen Massenüberschuß; das Pendel schwingt zu rasch. Man muß also erwarten, daß im alpinen Deckenlande großer Massendefekt vorhanden sei, daß derselbe dann unter dem Molasselande gegen N ausklinge und gegen das Gebiet starker Vertikalhebung, wo die kristallinen Gesteine, die unter Zürich wohl noch 2000 m tief liegen, zutage treten und über 1000 m hohe Berge bilden (Schwarzwald) sich in einen Massenüberschuß umkehre. Die neuen schweizerischen Schweremessungen haben dies vollauf bestätigt (vergl. Alb. Heim, „Die Schwereabweichungen der Schweiz in ihrem Verhältnis zum geolog. Bau", Nachlese Nr. 24 in Vierteljahrsschr. der Naturf. Ges. Zürich 1915). Die Alpen sind also als Ganzes tatsächlich eingesunken; die Einsenkung hat die Molasse zum Teil noch mit ergriffen und klingt durch sie allmählich aus; das ist die Erklärung der Randseen.

Buxtorf hat, nachdem der vorliegende Abschnitt schon seit zwei Jahren fertig auf den Druck wartete, in seinen Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette („Beiträge") eine „neue Theorie" der Randseenbildung aufgestellt, die er als eine „Modifikation derjenigen Heims" bezeichnet, in dem die seinige nun den „neuen Befunden über die Alpentektonik Beachtung schenkt". Statt einer allgemeinen Einsenkung des Alpenkörpers, die Randzonen mitziehend, will er für die seenbildende Einsenkung die letzten Faltungen verantwortlich machen, die die fertigen Decken noch gefaltet, die Wurzeln übersteil gestellt und die Zentralmassive höher aufgetrieben haben — also Vertikalbewegungen, die zonenförmig wechselnden Sinn haben. Er bezeichnet ausdrücklich die Rigihochfluhkette als den N-Rand der seenbildenden Einsenkung und die sogen. insubrische Zone als das ausschließliche Seengebiet am S-Abhange.

Dabei übersieht Buxtorf teils die noch vorhandene Ausdehnung der Seen, teils ihre frühere Ausdehnung vor der alluvialen Zuschüttung durch die Delta ihrer Talflüsse. Wenn er recht hätte, so dürfte der Vierwaldstättersee erst etwa beim Rütli beginnen und müßte an der Hochfluhkette endigen. Statt dessen begann er bei Amsteg, beginnt heute bei Flüelen und reicht über die „Nasen"; die Hälfte des Vierwaldstättersees, der ganze Zugersee, der ganze Bodensee, der Thuner- und Genfersee liegen außerhalb seiner „seenbildenden Einsenkungszone"; der Genfersee war ohne Zuschüttung bis Brig zwischen die Zentralmassive hinein vorgezeichnet. Desgleichen begann der Lago maggiore bei Crevola-Domodossola und bei Malvaglia oberhalb Biasca, Comersee bei Chiavenna. Langensee bei Locarno und Lago di Mezzola liegen weit alpeneinwärts von der angenommenen insubrischen Senkungszone. Die dortigen Seen reichten ohne südliche Begrenzung offen in die Alluvion der Poebene. Außer den Seen selbst zeigen die tieferen Felsterrassen und Talstufen der Seentäler, welche Molasse, helvetische Ketten und autochthone Zonen mit einheitlichem Gefälle durchsetzen, daß die seenbildende Senkung keineswegs nur relativ randliche Zonen der Alpen betroffen hat, sondern tief durch die Zonen der Zentralmassive setzt. Sie ist deshalb jünger als die letzten Faltungen, mit denen Buxtorf sie identifiziert. Jene Bewegungen mögen pliocän sein und altdiluvial ausgeklungen haben. Die seenbildende Einsenkung hat erst im mittleren Diluvium eingesetzt und geht, wie Terrassen und Seen beweisen, einwärts und auswärts weit über die von Buxtorf namhaft gemachten Senkungszonen hinaus. Das Aostatal, das Buxtorf gegen mich ins Feld führt, kann so wenig einen See enthalten als das Bergell. Gerade die Randseenbildung und die Terrassierung der Seentäler in ihrer Einheitlichkeit und Jugendlichkeit lehren uns, eine nachträgliche allgemeine Einsenkung des Gebirgskörpers im mittleren Diluvium von den

faltenden Dislokationen zu unterscheiden. Indem Buxtorf diese beiden Dinge wieder vermischt und das Durchgreifen der alpinen Talseen aus den Zentralmassiven durch die Deckenzonen bis außerhalb der subalpinen Molasse nicht berücksichtigt, hat er meine Theorie nicht verbessert.

VII. Mannigfaltigkeit der Talgeschichte.

Die Täler und die dazwischen gebliebenen Berge des Molasselandes sind von ungeheurer Mannigfaltigkeit. Die jetzigen Flußwege sind oft aus sehr wechselvollen Stücken verschiedener Vorgeschichte zusammengesetzt. Selbst in einem bloß dem Molasselande angehörenden Tal, wie z. B. dem Tößtal, sind eine ganze Anzahl verschiedener Abschnitte der Geschichte zu unterscheiden. Wohl können wir Typen nennen, aber jedes Tal, jeder Flußlauf hat wieder seine Individualität. Über jeden Talweg ließe sich eine lange Geschichte schreiben. Zunächst sind die Molassetäler in solche zu unterscheiden, die jetzt noch oder ursprünglich alpine Sammelgebiete haben, und solche, die immer nur dem Molasselande angehörten. Allerdings spielt die subalpine Molasse bei den letzteren oft eine alpine Rolle. Versuchen wir einige Typen aufzustellen:

I. Molassetäler mit alpinen Sammelgebieten. Diese haben komplizierte pontische und pliocäne Vorgeschichte.

A. Das alpine Sammelgebiet ist noch vorhanden.

1. Der alpine Fluß ist seinem Tale durch die Molasse hinaus treu geblieben — lebendige Täler:

a) große alte Haupttallinien: St. Gallisches Rheintal oberhalb Bodensee;

b) kleinere Tallinien: Emmental (Große Emme), Saane und Sense;

c) nur ein Teil des alpinen Sammelgebietes ist dem Talsystem treu geblieben: Toggenburg (Thur).

2. Der alpine Fluß hat im Molassegebiet Ablenkungen erfahren:

a) ältere Ablenkungen (pliocän oder älteres Diluvium): Linth aus Glatt-Tal in Zürichseetal, Limmat von Baden nach Turgi, Reuß südlich um die Rigi;

b) jüngere Ablenkungen (jüngeres Diluvium): Sihl von Schindellegi durch Sihltal nach Zürich, Aare von Bern nach Aarberg, Rhein von Schaffhausen nach Eglisau, epigenetische Stücke (Rheinfall, Laufenburg, Brugg, Rheinfelden usw.).

B. Das alpine Sammelgebiet ist abgeschnitten. Molassetalstücke sind aus dem Lauf des alpinen Wassers ausgeschaltet worden:

a) ältere Ausschaltungen (altdiluvial): Talstrecke Sattel-Rothenturm-Biberbrugg, Aegeriseetal, Goldau-Zugerseetal, Thièle von Cossonay bis Neuenburgersee, Broye von Moudon über Payerne bis Murtensee, Greifensee — ganzes Glatt-Tal — Pfäffikersee-Oberkempttal;

b) vor der vorletzten oder letzten Vergletscherung: Baldegger-Hallwilerseetal, Sempachersee- Suhrental, Wiggertal, Winkel-Horw-Luzern;

c) während oder nach der letzten Vergletscherung: St. Gallen-Gossau-Wil, Rafzerfeld, Katzensee-Würenlos usw.

Echte alpine Randseen sind einzig in den Tälern vom Typus A. 1. a. A. 2. a. und B. a. vorhanden.

II. Molassetäler, die nicht durch alpine Flüsse vorgebildet sind, deren Tal-

geschichte also erst mit der pliocänen Hebung der Molasse oder mit Gletscherwasser beginnt:

a) Reine einfache Erosionstäler ganz im Molasseland: Tößtal zum Teil, obere Napftäler, zahllose kleine Täler und Talsysteme;

b) jetzt tote glaziale Abflußrinnen, Trockentäler: Überlauftäler vom Glattgebiet ins Tößtal, Neuburg-Pfungen, Rickenbach-Dussnang, Bichelsee-Turbental, Burgdorf-Langental;

c) lebendige, glazial bedingte junge Erosionstalstücke: unteres Tößtal Pfungen bis Rhein, Kempttal, Sihltal von Schindellegi abwärts, Reppischtal, Aatal vom Pfäffikernach dem Greifensee, Sense Neuenegg-Laupen, Rhein von der Thurmündung bis zur Tößmündung und übrige epigenetische Stücke.

Man könnte ferner als Einteilungsprinzip die Ursache der Ablenkungen (Dislokation, Gletscherstauung, Moränestauung, seitlicher Angriff durch anderes Erosionstal usw.) und die Zeitfolge dieser Erscheinungen benützen. Oder man könnte die einfachen Täler von den zusammengesetzten und wieder von denen unterscheiden, in denen ein junges Tal sich wieder in ein altes eingegraben hat. Ein weiterer Gesichtspunkt ist die erste ortsbestimmende Ursache der Talanlage und der Anteil, den Gletscher an ihrer Formung, direkt oder indirekt, genommen haben. Gleich kompliziert wie die Talgeschichte ist natürlich die Geschichte eines in dem Tale liegenden Sees.

Viele Dinge sind aber überhaupt durch keine Forschung mehr festzustellen; sie hatten sich hoch oben, wo jetzt Luft ist, vollzogen; die damals dort gebildeten Gestalten sind verschwunden und haben sich auf die jetzigen Formen in einer so indirekten Art vererbt, daß der alte Erblasser oft nicht mehr zu erkennen ist.

Meine Versuche, unsere Molassetäler oder die Flußläufe in der Molasse unter Berücksichtigung ihrer ganzen Geschichte zu klassifizieren, sind an der Mannigfaltigkeit der Verhältnisse, die keine schematische Fachordnung erträgt, gescheitert; ich mußte mich mit der Darstellung in Tafel XV begnügen.

Wir sind von einem vollständigen Verständnis der Oberflächengestaltung des schweizerischen Molasselandes noch weit entfernt. Wir werden ein solches auch niemals erreichen, weil eine Menge zum Verständnis notwendiger Dokumente der Natur vollständig und für immer verschwunden sind. Ein wesentlicher Fortschritt ist aber noch zu erwarten von einer viel vollständigeren genaueren Kartierung und Profilierung der sämtlichen Diluvialbildungen und besonders auch der so komplizierten Terrassenerscheinungen. Nicht nur die Geologie im gewöhnlichen Sinne, auch die Morphologie im engeren Sinne müssen durchgehend kartographisch aufgenommen werden, und alle durch Grabungen und Bohrungen vorübergehend gewonnenen Aufschlüsse sind exakt zu registrieren.

VIII. Fortgang der Umgestaltung der Oberfläche.

Die Oberfläche, welche beim letzten Rückzug der alpinen Gletscher aus dem Molasselande unter dem Eise zum Vorschein kam, war natürlich nicht an die unter freiem Himmel wirkenden Agentien angepaßt. Gerade mit dem Rückgang des Eises setzten kräftige Umgestaltungen ein. An der ganzen Oberfläche arbeitet die Verwitterung

zerteilend, lockernd, auflösend. Die postglaziale Talbildung arbeitet fort. Die Haupterscheinungen sind: neue Ausfurchung der Talwege und Bildung neuer Abflußrinnen in Moränen, Schotter oder Molasse; Ausweitung der Furchen und der Täler durch Gehängerutschungen, Schuttkriechen (Solifluktion) und durch Bergstürze; Aufschüttung der Talbecken mit Alluvionen; Bildung von chemischen und organischen Niederschlägen (Seekreide, Faulschlamm, Torf) in den mehr oder weniger stehenden Gewässern. Nur ganz kurz seien einige Notizen hierüber gegeben.

1. Abtrag.

Postdiluviale Schluchten.

In die glazial abgeglätteten Bergrücken zwischen Zürichsee und Glatt-Tal, in diejenigen zwischen der Thur und dem Bodensee und in viele andere ähnliche Berge mehr, sowie besonders in die Hochflächen des westlichen Molasselandes haben die Bäche seit dem Gletscherrückzug neue Furchen („Tobel") eingeschnitten, die sich bergwärts verzweigen. Aus der Entfernung zeichnen sich im Landschaftsbilde diese jungen Schluchtsysteme oft nur durch ihre Bewaldung von den Wiesen und Feldern ab, welche die annähernd unveränderten Diluvialoberflächen bedecken. Recht auffallend sah ich aus dem Ballon, 5000 und mehr Meter über dem Molasseland und dem Jura schwebend, wie der Wald, der vom Ballon aus viel besser sichtbar ist als irgendeine Bodenform, in der subalpinen Molasse und im Kettenjura in streichende Streifen angeordnet ist, im horizontal geschichteten Molassemittellande dagegen nur die Systeme der jungen Erosionsschluchten nachzeichnet. Diese postglazialen Erosionsfurchen haben bei größeren Flüssen in der mittleren und westlichen Schweiz schon 50, 100, ja bis 200 m Tiefe erlangt. Sie sind eingegraben in eine Molasse-Fastebene, die an sich schon hüglig war und durch Moränenüberschüttung abermals hüglig ist. Die Flüsse und Flüßchen haben in ihrem Längsprofil oft schon vertikale Ausgleichung erlangt; sie sind in das II. Stadium der Talbildung getreten: Verbreiterung des Talweges, Schaffen eines Talbodens durch Serpentinisieren des Flusses. An den Außenseiten der sich ausbiegenden Flußbogen entstehen stets frische Anrisse, die im oberen Teil meistens Moräne, im untern Molasse entblößen. Die schönsten solchen jungen Erosionslandschaften im Molasselande finden sich an der Sense (Tafel XIV) und an der Saane. Pont-la-Ville, Freiburg, Laupen, Gümmenen gehören zu den prägnantesten Stellen, nicht zu vergessen den Aarelauf unterhalb Bern bis Aarburg. In diesen Erosionstälern des mittleren Molasselandes W der Aare sind keine Übertiefungen zu finden. Auch wo der Talboden schon einige 100 Meter oder fast 1 km breit ist, trifft man oft in der Unterlage des Flusses den kahlen Molassefels flach abgeschliffen mit nur sehr geringer oder fast ohne Kiesbedeckung (z. B. Sensetal oberhalb Laupen). In diesen jungen Tälern fehlt auch das Grundwasser, das die älteren glazialen Abflußrinnen in ihren fluvioglazialen Kiesgründen enthalten. Es sind eben postglaziale Erosionstäler, erst im II. Stadium der Talbildung: Talverbreiterung im Felsgrunde. Sie haben die Versenkung am Schluß der großen Interglazialzeit nicht miterlebt. An manchen Stellen, z. B. auf lange Strecken an der Saane, läßt sich zeigen, daß das Serpentinisieren oft schon vor dem Ein-

schneiden oben auf der glazial überschütteten Fastebene begonnen hatte, sodaß der Fluß sich stellenweise mitsamt seinen vorgebildeten Serpentinen vertiefte. An andern Orten dagegen, z. B. an der untern Saane und Sense, ist an den Schluchtoberkanten kein älteres Serpentinisieren bemerkbar.

Die kleineren Bäche sind noch nicht zur Talverbreiterung vorgeschritten. Allerlei unregelmäßige Krümmungen des Laufes, wie sie auch bei diesen Furchen ohne Talboden sich finden, sind nicht mit Serpentinen zu verwechseln. Die kleineren Bäche im Molasselande haben in Moränen und in Molasse seit dem letzten dauernden Gletscherrückzuge zahllose Tobel eingefressen, von wenigen bis 100 m Tiefe und sehr ungleicher Länge und Weite, mit meist frisch und prägnant geformten steilen Abhängen und Anhäufung erratischer Blöcke in der Bachfurche.

Im Gebiete der flachen Molasse bilden die sich einschneidenden Bäche oft kleine Wasserfälle vom Typus Niagara. Festere Nagelfluh, Sandstein oder Kalkbänke bilden die Schwellen. In den darunter liegenden Mergeln entsteht Unterhöhlung. Wie der Niagara, so wandern auch diese kleinen Wasserfälle stets flußrückwärts. Arnold Escher hatte in einigen Bachschluchten des Zürichberges und des Tößgebietes Marken zum Messen angebracht und als Mittel von ca. 20 Jahren ein jährliches Rückwärtsbrechen im Tößgebiet von 20—60 cm, im Zürichberg-Stöckentobel und im Küsnachtertobel von 20—30 cm bestimmt. Ein ungewöhnlich starkes Hochwasser leistet indessen in 2 Stunden mehr als 10 bis 20 gewöhnliche Jahre. In den Mittagsstunden des 12. Juni 1876 haben sich die Schluchten am Zürichberg (Wolfbachtobel, Stöckentobel, Wehrenbach) um 1—$2^1/_2$ m, an einigen Stellen um 3—4 m in Molassesandstein und Mergel vertieft, und einige Wasserfälle im Küsnachtertobel sind damals in zwei Tagen um 20 m zurückgewandert.

Bergstürze in der flachen Molasse.

Als eine weitere Folge des Einschneidens der Bäche und Flüsse und des Ausbiegens ihrer Serpentinenbogen erscheinen die Bewegungen der Gehänge. Im nicht alpinen flach gelagerten Molasselande treten eigentliche Bergstürze des Molassefelsens selten auf und sind klein. Folgende Beispiele weisen namhafte Dimensionen auf:

Am 21. Januar 1888 fand unfern Estavayer (S-Rand des Neuenburgersees) an der alten „Falaise" ein senkrechter Abbruch quer zur horizontalen Schichtung im Sandsteine statt und bildete einen Trümmerstrom, der auf der flachen Unterlage in einen eben passierenden Eisenbahnzug hineinfuhr.

Im oberen Reppischtal sank in vorhistorischer Zeit ein Molassestück vom südlichen Steilbord des jungen Reppischtales ab und staute vorrückend die Reppisch zum Türlersee auf. Dieser Bergsturzhaufe hat in der Talrichtung etwa 1,2 km Breite und mißt quer zum Tal ca. 0,8 km. Das abgesunkene Volumen beträgt ca. 50—60 Millionen m^3. Der Türlerseebergsturz ist jünger als die Moräne von Bonstetten (J. Hug). Der Türlersee ist wohl der einzige echte Bergsturzsee im Molasselande (Taf. XVI).

In einem jungen epigenetischen Talstücke des Rheinlaufes am rechten Rheinufer gegenüber der Glattmündung fand ein großer Molassebergsturz durch Flußuntergrabung statt. Er hat den Rhein eingeengt (J. Hug). Ähnliches geschah vor ca. 50 Jahren am linken Bord der Aare unfern Murgental (Solothurn-Aargau).

Sonst läßt es die Molasse, ausgenommen die subalpine Molasse, selten so weit

kommen, daß ein größerer Absturz entsteht. Sie bröckelt vorher und stetig in kleineren Stücken oder aufgelöst in Schlamm und Sand ab.

Schuttrutschungen.

Eine große Bedeutung für die Gestaltung der Gehänge im Molasselande, für die Verbreiterung der Täler von der Wasserfurche seitlich hinaus und hinauf, haben die langsamen Rutschungen, die „Solifluktion" und die eigentlichen Schuttrutschungen. Stets löst sich der Moränen- oder Molasseboden auf und das gelockerte und durchnäßte Material wandert talabwärts, sobald dazu die Böschung und die Durchnässung genügen. Gehänge, an denen untief gesetzte Grenzsteine, Bäume, Wege langsam wandern, einige Zentimeter in einem nassen Jahre, und stillstehen in einem trockenen, dann sich wieder bewegen, sind ganz gewöhnlich. Aber auch raschere Be-

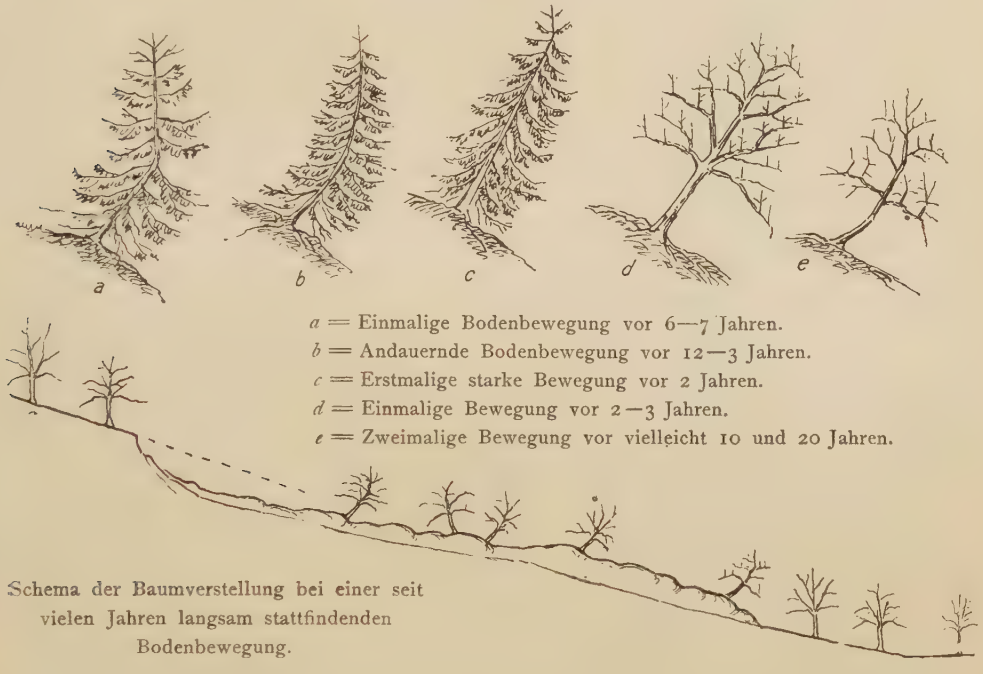


Fig. 69.
Schematische Ansichten von durch Rutschung verstellten Bäumen.

wegungen sind häufig. Überall in den Diluvialgebieten, wie in Molasse und Molasseschutt treffen wir jene steileren oder flacheren halbschüsselförmigen Konkavgestalten oben an den Gehängen, jene konvexen wülstigen Gestalten unterhalb. Sie modellieren die Gehänge, weiten die Täler; sie bedeuten das Fließen alles Gelockerten von oben nach unten auf die Exportwege hinab, oft verborgene Wasserwege verratend. Die Stellung der Bäume (nicht mit Windstellungen zu verwechseln), Krümmungen der Stämme, Lage der Äste lassen oft eine ganze Geschichte der lokalen Bewegung durch einige Jahrzehnte ablesen. Auf Molassegrund sind die Bewegungen meistens weniger tief als in Moränen. Indessen gibt es Stellen (z. B. Nischen beiderseits am Albis-Ütliberg usw.), wo der sandig-tonige

Molasseschutt viele Meter tief gehäuft ist und in langsamem, gletscherähnlichem Fließen sich befindet. In Moränengebieten werden die Bewegungen oft tiefgründig und ernst. Manche dieser Schuttrutschungen gestalten sich derart, daß sich die Systeme der Kraftlinien in erstaunlicher Regelmäßigkeit zeigen: klaffende Spalten in den Kurven des maximalen Druckes, Wülste in den Linien des Maximalzuges und scherende Randspalten (Alb. Heim, Gletscherkunde S. 195).

In besonders nassen Jahren sind die Rutschungen stärker und können sich zu großen Schuttbewegungen entwickeln. Im Juni der Jahre 1876, 1878 und 1910 sind in der östlichen Hälfte der Schweiz je über 100 nennenswerte Schuttrutschungen zu meiner Kenntnis gelangt. Ähnlich muß es nach Notizen von Escher in den Jahren 1816 und 1846 gewesen sein. Beiderseits der vertieften Bachfurchen sah man 1876 eine kleine karförmige Absenkung an die andere sich anschließend, viele weit vom Bache hinaufgreifend. Am gewöhnlichsten waren Bewegungen von im ganzen einigen Metern. Man gewann völlig das Bild des Zuströmens des Bodens nach der exportierenden Bachrinne, das Bild der Austiefung und Ausweitung der Täler, unten beginnend, nach rückwärts und oben weitergreifend.

Unter dem Zentrum ausgeprägter, oben trockener Nischen, unter welchen nasser, wulstig gestauter Boden folgt, ist immer eine Quelle zu ergraben, durch deren richtige Fassung und Ableitung die Bewegung dauernd zum Stillstand gelangt. Alle Schuttmassen, die schon bei gewöhnlicher Durchfeuchtung sich bewegen könnten, sind längst abgerutscht. Es ist immer erst ein ungewöhnliches Übermaß von Nässe, das durch Belastung und Verminderung der Festigkeit und der Reibung im Boden die Rutschung erzeugt, sei es nun, daß die Nässe unmittelbar von Regen und Schneeschmelze kommt, sei es, daß eine normal ungefährliche Quelle übermäßig angeschwollen ist. Die verschiedensten Formen, von der einmaligen, rasch sich vollendenden Bewegung bis zu den Jahrhunderte andauernden zeitweisen Bewegungen, sind im Schuttboden des Molasselandes zu beobachten.

Man könnte die häufigsten Schuttrutschungen des Molasselandes wie folgt klassifizieren:

1. Diluvium rutscht auf Diluvium (Beispiel: die Rutschungen in der Neujahrsnacht 1770 an den Gehängen von Rigiblick-Zürich).

2. Diluvium rutscht auf Molasse und liefert zugleich Wasser in die Rutschfläche (Beispiele: Kellenholz an der Sihl, Rutschungen oberhalb Bougy usw.).

3. An Ort und Stelle in Schutt aufgelöste Molasse wandert auf Molasse von Jahr zu Jahr (Beispiele: Bewegungen im oberen Sihlwald, in den Nischen beiderseits am Ütliberg, an der Nordseite des Rosenberg St. Gallen usw.).

4. Gelockerter Molassefels rutscht auf fester Molasse (Beispiele: Bahnhof Rorschach 1857, Bergsturz von Goldau 2. Sept. 1806 usw.).

Nach der Veranlassung könnte man unterscheiden: vorherrschend fortschreitende Verwitterung, ungewöhnliche Durchnässung, Untergrabung, Gleichgewichtsstörung durch künstliche Eingriffe. Die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen ist sehr groß. Jede hat wieder ihre Besonderheiten.

Schuttrutschung Kellenholz (Fig. 70). Ein besonders schönes Beispiel sei hier an Stelle von Hunderten gegeben. Im Ober-Kellenholz zwischen Hirzel und der Sihl steht

unter den mächtigen Moränen von Hirzel in nischenförmiger hoher Felswand der Deckenschotter an. An seinem Fuße, auf abgesunkenen verstellten Klötzen desselben Gesteines, steht der Hof Kellen. Weiter unten zeigte die Straße hie und da Bewegungen. Von der Straße bis nahe an die Sihl steht das „Unter-Kellenholz" (Wald) auf einem regellosen Trümmerwerk von Deckenschotter, das sich als Trümmerstrom gegen die Sihl hinabzieht. Dort unten zwischen dem Trümmerwerk und dem Molassemergel im Sihlbord erschienen zwei mächtige Quellen. Die Molasse kann nicht so große Quellen liefern. Bis zur Deckenschotterwand reicht das Sammelgebiet des Unter-Kellenholzes zu ihrer Erzeugung auch nicht aus. Die Molasse muß aber bis nahe unter den Deckenschotter der Ober-Kellenholzwand reichen. Nur der Deckenschotter kann so große Quellen liefern. Die Nische ist der Abrißrand, der das Material für den fast bis zur Sihl reichenden Trümmerstrom durch Rückwärtsnachbrechen geliefert hatte. Die Quelle darunter ist die Ursache der ganzen Bewegung. Um die Quelle richtig für die Stadt Zürich zu fassen, gingen wir wie folgt vor: An einem Flügel der zirkusförmigen Schotterwand gruben wir erst einen Schacht, um die Tiefe der vermuteten unterliegenden Grundmoränen zu finden und von derselben aus Abfluß zu schaffen. In 5 m Tiefe war die Basis der Diluvialnagelfluh erreicht. Dann gingen wir mit Stollen, dessen Decke in der Nagelfluh, die Sohle in der Grundmoräne blieb, erst etwas bergeinwärts und nachher

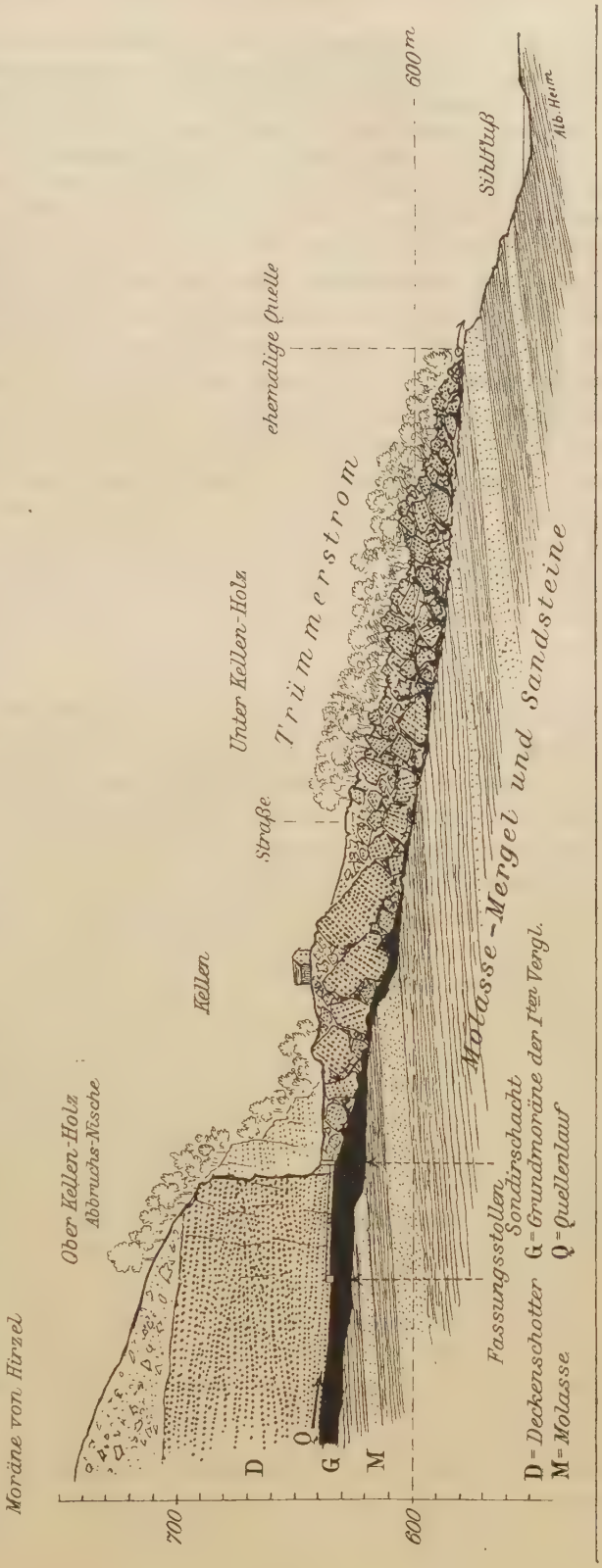


Fig. 70.
Profil der Rutschung in Kellenholz-Hirzel (Kt. Zürich).

hinter der Mitte der Ausbruchsnische durch. So mußten wir die dort vermutete Quelle ca. 50 m höher als ihr bisherigerAustrittspunkt anschneiden. Bald quoll das herrliche Wasser inMasse aus den untersten Teilen des Deckenschotters über der Grundmoräne in unseren Stollen X erst 1500 Ml., später, nach abgelaufener Stauung, fortwährend noch 900 Ml. — und die Quellen am unteren Ende des Unter-Kellenholz-trümmerstromes stunden bald ab. Damit ist zugleich die Bewegung des Trümmerstromes und das Rückwärtsbrechen der Nischenwand stillgestellt. Das Wasser der Kellenholzquelle speist laufende Brunnen in der Stadt Zürich. Aus diesen Gebieten des rückläufigen Deckenschotters (Sihl- und Lorzetal) bezieht Zürich im ganzen etwa 16000 Ml. Quellwasser, das unter 100—250 m filtrierendem Diluvium heraustritt.

Die durch Abrutschungen zeitweise entstandenen Bodennarben verwachsen wieder. Man vergißt, was früher geschehen, und ist nach 30 Jahren über die gleichen Erscheinungen höchst verwundert und entsetzt; man hatte solches nicht für möglich gehalten! Die genauen Katasterpläne, die nun in weiter Ausdehnung aufgenommen sind und noch aufgenommen werden, geben eine vortreffliche Grundlage, um solche fortgehende Veränderungen in Zukunft genauer bemessen zu können. Die Schweiz. geolog. Kommission sammelt schon lange alle Notizen über Terrainbewegungen in der Schweiz. Das große Material ist aber noch nicht verarbeitet.

Wenn wir an vielen Gehängen des Molasselandes Moränenwälle, Terrassen aller Art, nicht mehr regelmäßig verfolgen können, wenn eine Verwirrung der Erscheinungen entsteht, so sind vielfach die stete Abwitterung, die Solifluktion, die Rutschungen daran schuld.

Bergstürze in der subalpinen Molasse.

Durch die vielfach stark geneigte Lage der Schichten und durch Mergelbänke, welche zwischen Sandstein und Nagelfluhbänken eingelagert sind, entstehen in der subalpinen Molasse besonders häufig die Bedingungen für größere Felsrutschungen — Schicht auf Schichtfläche abgleitend —, während der Felssturz, d. h. Abbruch und Absturz unabhängig quer durch die Schichtrichtung, auch in der subalpinen Molasse, in bescheidenen Dimensionen bleibt.

Bei Felsrutschung in der Schichtfallrichtung bildet der Anrißrand oft eine bogenförmige Nische in Nagelfluh, erinnernd an einen Kahrhintergrund. (In großer Zahl am S-Abhang der Rigischeidegg, vergl. „Beiträge" Spezialkarte 29 a).

Bei den Abbrüchen an Quergehängen geschehen die Trennungen parallel den Stufenkanten und sind meistens vorgezeichnet durch vertikale Transversalverschiebungen mit flachen Rutschstreifen, wie sie die aufgerichtete Nagelfluh fast überall massenhaft durchsetzen. Unterhalb der zirkusförmigen Nischen oder der Flankenabbrüche folgt dann erst spärliche Blockstreuung, die sich aber abwärts zum konvexen wulstigen Trümmerstrom häuft. Gräbt man in der Mitte einer Abrißnische, so findet man dort unter wenig Schutt meistens eine Spaltquelle aus der Nagelfluh über einer Mergelbank (Rutschung beim Bau der S-O-Bahn bei Trachsli 1897, unter der Gwandlenfluh 1910 u. a.) Die Bewegungen sind in vielen Fällen nur langsam und zeitweilig; in nassen Jahren lebhafter. Oben zerreißen Wiesen- und Waldgründe, unten werden sie überstoßen. Es kann aber die erst langsam gleitende Bewegung auch in ein rasches Hinstürzen übergehen.

Zwischen Vorder- und Hinterlützelau (zwischen Weggis und Vitznau) erreicht ein alter Flankenabbruch in Form eines etwa 120 m breiten hochgewölbten Blockstromes eben das Seeufer. Der untere Teil des Trümmerstomes ging über ganz flachen Boden, was nur bei großer Geschwindigkeit möglich war. Ein anderer, bei der Hinterlützelau, ist nach Chronik Cysat im XV. Jahrhundert zu Tal gefahren.

Ein großer Nagelfluhfelsrutsch hat bei „Sonnenhalb Ried" östlich hinter dem Dörfchen Ennetbühl (Toggenburg) in unbekannter Vergangenheit stattgefunden und das Tal so verriegelt, daß ein ausgedehntes Ried (Riedbad) hinterhalb entstanden ist. Der Riegel ist erst teilweise klusenförmig vom Lauternbach durchschnitten. Die Form des Schutthaufens und sein Hinaufbranden am südlich entgegenstehenden Abhang beweisen, daß die Bewegung zu großer Sturzgeschwindigkeit sich entwickelt hatte. Nähere Untersuchung fehlt. In die gleiche Kategorie gehört der Bergsturz von Goldau, den wir gleich kurz besprechen werden.

Viel zahlreicher sind die Spuren von Felsrutschungen mit langsamer langathmiger Bewegung. Von Sattel bis Steinerberg ist der Roßbergabhang voll wulstiger Nagelfluhtrümmerfelder, die durch solche Bewegungen entstanden sind. An der Rigi sind sie häufig. Sie finden sich schon nahe der NE-Kante unter Rigikulm, ferner von Scheidegg gegen Gersau und Vitznau hinab. Einzelne schiefe Schichtflächen im Nagelfluhgebiet (z. B. Abhang Senteberg — Vorderlützelau an der Rigi) sind durch Auflösung einer oberen Felsbank in Situ unter langsamer Abwanderung der Blöcke zu einer Art Felsenmeer geworden. (Leo Wehrli, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910).

Der Bergsturz von Goldau (Fig. 70a).

Der größte Bergsturz in der Schweiz in historischer Zeit ereignete sich am 2. IX. 1806 abends $4\,^3/_4$ Uhr vom Roßberg-Gnippe abbrechend. Er zerstörte die Dörfer Röthen, Goldau, Busingen und teilweise Lowerz. 457 Personen, 323 Stück Vieh fanden dabei den Tod, 110 Wohnhäuser wurden vernichtet. Alle zeitgenössischen Beobachtungen darüber wurden von Dr. Carl Zay von Arth gesammelt und in einem Buche herausgegeben, das eine Fundgrube von merkwürdigen Einzelheiten des großen Naturereignisses wie der Psyche und merkwürdiger Schicksale der Menschen ist. Der Bergsturz von Goldau ist die Fortsetzung von prähistorischen und althistorischen Felsrutschungen. Die Bewohner waren von der Gefahr längst überzeugt. Allein gerade wenn man 30 Jahre lang sagen hörte: „Der Berg stürzt einmal herunter", so ist es um so schwerer, nun plötzlich einzusehen, daß die nächste Minute damit Ernst macht. Wie bei allen großen Bergstürzen, so hat es auch hier an Vorboten nicht gefehlt — weder an subjektiven Ahnungen (mehrere Menschen haben, von solchen getrieben, den Ort einige Tage vorher verlassen), noch an objektiven Erscheinungen.

Die Jahre 1804 und 1805 waren sehr naß, ebenso der Anfang 1806. Unerhörte Schneemassen waren gefallen, VII und Ende VIII waren regnerisch. Oben am Berge beachteten Hirten und Holzhauer tiefe Risse im Boden, die mit Wasser gefüllt waren und sich von Tag zu Tag erweiterten. Im Walde hörte man hie und da ein Knallen von zerreißenden Wurzeln. Gegen Mittag des 2. IX. da die Regenwolken wichen, sah man von unten am Gnippe, der Westecke des Roßberges, Risse im Boden, Erde wurde aufgestoßen und überschoben. Felsblöcke lößten sich und rollten in die Wälder herab. Von nachmittags 2 Uhr an hörte man fast beständiges Krachen und kleine Staubwolken erhoben sich aus dem Gelände. $4\,^1/_2$ Uhr trennte sich aus der Steinebergerfluh, das ist am untersten Teil des Ostabrißrandes ein besonders großer Felsklotz heraus und es öffnete sich langsam der östliche Randabriß weit hinauf sichtbar. Nach einigen Minuten entstund ein heftiger Knall, die Tannen schwankten, Scharen von Vögeln flüchteten aus den Wäldern nach Westen. Oben schien alles lebendig zu werden. Felsriffe, Waldstreifen sanken durch- und übereinander. Dann folgte ein furchtbares Dröhnen, ein schnelles Hinstürzen wie ein trüber Wassersturz und aufwirbelnd und von Lichtschlägen durchzuckt eine dunkelbraune Staubwolke, die alles verhüllte. Unten: Häuser, Bäume, Menschen vom voraneilenden Windschlag verblasen und wirbelnd durch die Luft getrieben, dann vom Bergsturz erreicht und verschüttet. Der linke Teil des Trümmerstromes wendet sich in den Lowerzersee und schleudert das Wasser fort. Mehrere Häuser hoch bäumt es sich, überschlägt die Ufer und reißt im Rückgang Gebäude und Menschen in den See hinein, überschlägt die Insel Schwanau, zerstört einen Teil von Seewen und trägt die Überschwemmung bis Brunnen hinaus. Ein rauschender Hagel von Gesteinssplittern und ein Staubregen bis über den Zugersee hinaus überzieht die weite Umgebung mit gelbrotem ödem Kleid.

Viele Menschen, die in der Randregion der Verschüttung waren, hatten, vom Momente, da sie am Berg oben alles sich bewegen sahen, noch eine Minute Zeit zur Flucht. Manche sind dabei, indem sie noch andere retten wollten, gerade in den Tod gerannt. Aus den Trümmern der Randzone wurden eine Anzahl Verwundeter und viele Tote ausgegraben. Andere hat der Windschlag derart bei Seite geworfen, daß sie dadurch gerettet wurden.

Die Umrandung der Ablagerung läßt sich überall noch genau verfolgen. Die groben wellig wilden Blockhaufen sind jetzt wieder mit jungem Wald bewachsen, die ebeneren Teile urbarisiert. Der Bergsturzhaufe ist von der Gotthardbahn durchschnitten. Der große Bahnhof von Goldau und das große neue Dorf Goldau sind auf den Bergsturztrümmern entstanden. Von Goldau aus sieht man aber immer noch deutlich die Umrandung des Bergsturzes am Roßberg. Das obere Abrißgebiet und der Abrißrand sind kahl geblieben.

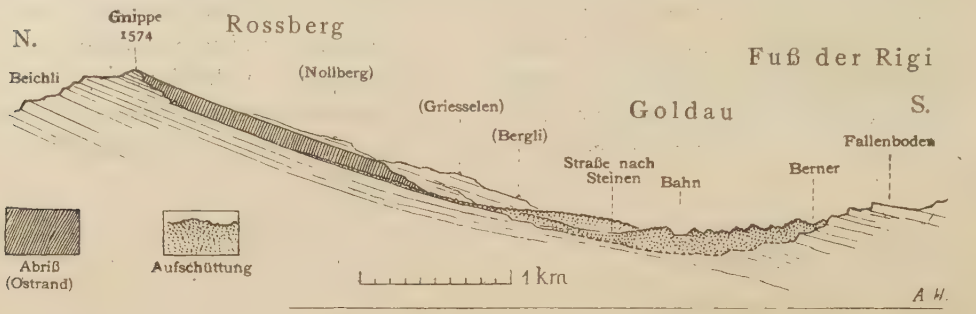


Fig. 70 a.
Profil Goldauer Bergsturz.

Der Felsrutsch von Goldau war ein Flankenabriß eines rechteckigen Stückes aus mehreren ebenen Nagelfluhplatten mit Mergelunterlage, Fig. 70 a. Der auf dem schlüpfrig naß gewordenen Mergel abgeglittene Felsklotz war nach meinen Kartierungen und Messungen in der Fallrichtung 1700—2000 m lang, im Streichen 250 m breit, in der Dicke 60—100 m, im Volumen 35—40 Millionen m^3. An der obersten Bergkante ist noch eine schmale Rippe kleben geblieben. Das Flankenstück brach nicht seitlich heraus, sondern glitt in der Fallrichtung der Schichten ab. An der Westseite grenzt das Abrißgebiet an die ganz entsprechende Abrutschfläche eines vorhistorischen Vorgängers, gegen welchen die Trümmer nur wenig überbordet sind. Die östliche Abrißwand läßt viele ebene tektonische Transversalrutschflächen erkennen, welche die Abtrennung ermöglicht haben und zeigt die regelmäßige Schichtung mit oben 21°, weiter unten 20° und 19° S-Fall. Auf einer Unterlage von blos ca. 20° Neigung ist „der Berg zu Tal gefahren". In der Bewegung löste er sich in Trümmer auf und breitete sich am Bergfuße fächerförmig bis auf 3200 m Breite aus. Die Länge der Sturzbahn beträgt 5 km. Die Linie vom oberen Rand des Anrißgebietes bis an die höchst aufgebrandete Stelle des Ablagerungsgebietes an der Rigi hat 12° Fall. Der hügelig-wellige Ablagerungshaufe enthält über zwölf kleine Seen. Er sitzt westlich Goldau bei 500 m auf den anstehenden Nagelfluhstufen der alten Talschwelle von Goldau, die nur von drei kleinen Ausläufern des Trümmerstromes überbordet werden. Gegen die Mitte im Bergsturzstromstrich mag die Mächtigkeit des Schutthaufens 50 bis stellenweise 100 m, im Durchschnitt 25 m betragen. Gegen den Lowerzersee ist jetzt das Ende des Bergsturzes verschwemmt. Am Südrande brandeten die Trümmerwellen 60—100 m hoch über

den ehemaligen Talboden (Niveau des Lowerzersees) an den Abhang der Rigi hinauf und drangen zungenförmig in alle Buchten zwischen die Felsrippen hinein. Ringsum, wie das immer bei großen Bergstürzen der Fall ist, war die Umrandung des Schuttstromes scharf und zusammenhängend, nirgends fand Ausstreuen von Trümmern statt. Vielfach umgab ein Wulst ausgeschürfter Erde den Felsschutt.

Die Grundrißfläche des ganzen Bergsturzgebietes vom 2. IX. 1806 beträgt ca. 630 ha ($6^1/_3$ km^2). Davon fallen etwa $^1/_6$ auf die kahle Abrißfläche, ca. $^5/_6$ auf Trümmeraufschüttung. Ca. 165 ha haben Abtrag, ca. 450 ha haben Aufschüttung erfahren. Hinter Großweiher ziehen anstehende Nagelfluhwände durch das Ablagerungsgebiet; sie sind vom Schutt überfahren worden und bilden in der Aufschüttung eine Lücke.

In der subalpinen Molasse gibt es gelegentlich auch größere Schuttbewegungen, auch solche, die aus Schuttrutschungen durch Überborden einer Felskante in Schuttstürze übergehen können.

Von 500 bis 650 m über dem Dorfe Bilten am Abhang des Hirzli (Kt. Glarus) hatte sich viel alter Gehängeschutt in einer schiefen Gesimsekerbe auf Mergel zwischen zwei Nagelfluhbänken angesammelt und war längst gut bewaldet. Im Februar 1868 stürzte eine ungewöhnlich große Lawine vom Hirzli und blieb dort liegen. Ihr Schmelzwasser durchweichte den Schutt so sehr, daß er in dem kleinen Isoklinalthälchen zu gleiten begann und dann im April über die Nagelfluhwand hinausstürzte. Von Weitem sah man die braune Brühe wie einen mächtigen trüben Wasserfall ihren Weg durch den Wald hinab bis ins Dorf nehmen. Nahe über dem Dorf stand ein gut gepflegtes Wäldchen. Es brach zusammen, aber die Baumstrünke wirkten doch noch wie ein starker Rechen, der die großen Nagelfluhblöcke zurückhielt und nur den Schlamm in das Dorf Bilten fließen ließ. Diese Scheidung von Block- und Schlamm-Ablagerungsgebiet hat das Dorf vor gänzlicher Zerstörung bewahrt. Masse des Abgestürzten ca. 200 000 m^3.

Das einzige Mittel gegen Rutschungen ist die Entwässerung, auf Grundlage genauer Lokaluntersuchung dem einzelnen Falle angepaßt.

Seeufer-Erosion.

Der Wellenschlag arbeitet an manchen Seeufern wie am Meeresstrand, wenn auch viel schwächer. Die Föhnwellen häufen an der Stirn des Muotta-Deltas oft Uferkieswälle an, die kleine Lagunen stauen. Ufererosion mit Uferklippen zeigt sich in großartiger Wirkung am S-Ufer von Bieler- und Neuenburgersee, wo in der Molasse ausgedehnte „Falaises“ mit vorliegender flacher Abrasion entstanden sind. Die Tieferlegung der Seen durch die Juragewässerkorrektion hat den flachen Felsenstrand trockengelegt. Bärtschi glaubt auch an manchen Stellen außerhalb der jetzigen Ufer alte Falaises erkennen zu können. Die Seeufer-Erosion ist aber heute in unserem Lande sehr stark zurückgehalten durch die künstliche Befestigung der Ufer.

Ein Maß für die gesamte Abwitterung des Molasselandes könnten wir aus dem Abtransport durch die Flüsse gewinnen. Wir hoffen, daß einst wirkliche Zahlen für die Massen gegeben werden können, die in gerollter, suspendierter und in gelöster Form z. B. vom Rhein bei Basel aus dem Molasselande abgeführt werden. Zurzeit können wir nur schätzen, daß es per Jahr einer Masse von 100 000 bis 1 000 000 m^3 Gesteinsmaterial entsprechen wird.

2. Ablagerungen.

Chemische und organogene Absätze stehender Gewässer.

F. A. Forel, Le Léman, Monographie limnologique, Lausanne 1892 und 1895.
Früh und Schröter, Die Torfmoore der Schweiz, „Beiträge", Geotechn. Serie, Lfg. III. 1904.

In den Süßwasserbecken des schweizerischen Molasselandes, die keine an mechanischem Material reiche Zuflüsse erhalten, hat sich nach dem Gletscherrückzug ein vorherrschend chemischer Kalkniederschlag eingestellt, die Seekreide. In frischem Zustande ist sie weich, etwas elastisch, hält abgestochen in steilen Wänden ziemlich lange, biegt allmählich aus oder bricht in schaligen Klötzen ab. Sie besteht größtenteils aus feinem chemischem Kalkniederschlag, dem eine Menge kleiner Molluskenschalen, Chitinschüppchen usw. beigemengt sind. Die Seekreide ist schneeweiß bis trüb gelblich. Sie findet sich meistens unter Torf oder Seeschlamm, auch mit Seeschlamm gemischt und über Moräne oder Molasse. Alex. Wettstein hat festgestellt, daß im Zürichsee der Seekreideniederschlag bei warmem Wasser stattfindet, bei kalter Jahreszeit aussetzt. Im untersten Teile des Zürichsees und seinen dortigen Uferstrecken gleicht die Seekreide die Unebenheiten der hügeligen, unterliegenden Moränen aus und hat 2—12 m Mächtigkeit. Jede Hausfundation daselbst (Zürich 2: Alpenquai, Mythenstraße, Alfred-Escherstraße) muß durch die Seekreide in die unterliegenden Moränen herab gepfählt werden. Als der Lac de Bret nördlich ob Cully am Lemansee teilweise abgelassen wurde, entstanden große Uferabrutschungen in mächtiger von Torf bedeckter Seekreide. Bei Nyon wurden aus einem nur wenig mächtigen Seekreidelager des ehemaligen höheren Seegestades 12 Molluskenarten und aus dem begleitenden sandigen Lehm deren 21 bestimmt.

Ferner ist der jungalluvialen, noch heute fortgehenden Bildungen der Kalkalgen-Niederschläge zu gedenken, wie sie sich am unteren Teil des Bodensees in großer Ausbreitung finden. Baggerungen bei Stein haben ergeben, daß der Seegrund gegen den Ausfluß hin aus lauter schwammigen Knollen von tuffigem Kalk gebildet wird, der sich als Kalkalgentuff und als Inkrustation von Diatomeen mit Kalk im aufsteigenden Wasser des Seegrundes bildet. Diese vegetabilischen Kalktuffe treten z. B. im unteren Teile des Untersees (Bodensee) in Bänken von 300 m Länge auf. Etwas anderer Natur sind die „Schneckensande". Sie bilden Uferstrecken und die ganze 1,2 km lange und 350 m breite Insel Langenrain im genannten Becken. Schichten von über 1 m Mächtigkeit bestehen fast ganz aus kleinen Schneckenschalen, die mit konzentrischen Kalkschichten von Algen der Gattungen Schizothrix und Rivularia überzogen sind. Diese Absätze füllen das Seebecken mehr und mehr aus (E. Baumann, Jahresbericht der Schweiz. naturf. Ges. Versammlung 1913).

Noch andere Ablagerungen finden im Grunde der Seen statt. Die Niederschläge der Seeböden im Molasselande zerfallen in zwei Typen mit ihren Mischformen. Seen oder Seeteile, die sehr wenig mechanische Einschwemmung erhalten, bilden Seekreide und Torf (Pfäffikoner-, Greifen-, Hallwiler-, Baldegger-, Sempachersee, Zürichsee unterer Teil, Bodensee-Untersee, Genfersee unterer Teil,

Küsnachterarm des Vierwaldstättersee, Zugersee). Seen mit zeitweiser starker Trübung der Zuflüsse bilden mehr oder weniger kalkige Tonabsätze. Zu den letzteren zählen auch die meisten der alpinen Randseen mit Ausnahme der oben genannten Teile derselben. Als Mischform erscheint ein Seeschlamm, der tonig-kalkig, also ein Mergel ist. Sehr häufig sind die Seeabsätze mit abgestorbenen Wasserpflanzen so durchsetzt, daß sie zum „Faulschlamm" werden können.

Quellentuffe, Tropfsteinhöhle „Höll" bei Baar.

(Vergl. T in Fig. 67b.)

Quellentuffe sind auch im Molasselande weit verbreitet und bezeichnen immer alte Quellen, die schon lange an Ort und Stelle ihr Wasser rieseln ließen. Manche sind diluvial. Die Mehrzahl lassen sich als Ablagerungen nicht über die Postglazialzeit zurück verfolgen, was dem Umstande entspricht, daß die meisten Quellausläufe im Molasselande erst diluvial bedingt worden sind. Hunderte von Vorkommnissen von Quellentuffen sind als Bausteine ausgebeutet worden und ihre Reste heute kaum mehr zu finden. Andelfingen steht auf einem Stock von Quellentuff. Manche Häuser sind dort aus den Tuffsteinen gebaut worden, welche der Ausbruch des Kellers geliefert hat. Bütschwil im Toggenburg, Aathal (Kt. Zürich) Flurlingen bei Schaffhausen waren bedeutende Ausbeutungsstellen. Das schweizer. Landesmuseum in Zürich ist zu einem großen Teil aus Quellentuffen von Libingen im Toggenburg gebaut worden. Das schönste Kalktufflager ist wohl die Höll bei Baar, Kt. Zug. Darüber einige Notizen:

Aus der Synklinale des rückläufigen Deckenschotters treten über Grundmoränen oder Molasse in den tief durch die löcherige Nagelfluh eingeschnittenen Schluchten der Sihl im Sihlsprunggebiet und der Lorze „in der Höll" eine Masse herrlicher und auffallend konstanter Quellen hervor. Die große Quelle am Kellenholz sickerte unter einer Trümmerstromdecke bis fast an die Sihl herab. Die Sihlsprungquellen flossen nur wenige Meter an freier Luft oder mündeten direkt in die Sihl. Die größten Quellen in der „Höll" im Lorzetobel dagegen traten etwa 50 m über der Lorze zutage und rieselten dann über den Abhang hinab, wodurch Kohlensäureverlust an die Luft oder an Moose und Niederschlag von Quellentuff zustande kommen mußte. Immer weiter bauten sich die Tuffmassen hinaus; immer tiefer hingen von den Tuffgesimsen die Tropfsteinzapfen herab, und so kam es schließlich, daß große Hohlräume eingeschlossen wurden und mehrere prachtvolle Tropfsteinhöhlen und Gänge entstanden, die nicht wie gewöhnlich eine Höhle in altem Gestein mit Tropfsteinen auskleiden, sondern sich selbst umhüllt haben als Lücken in der mächtigen Tropfsteinablagerung außerhalb des Gebirges. Als im Jahre 1863 der Tropfsteinberg zur Herstellung der Gewölbesteine für den Tunnel zwischen Sellenbüren und Bonstetten (Bahnlinie Zürich—Affoltern—Zug) in Angriff genommen worden war, stieß man auf die erste Tropfsteinhöhle mit einem See darin, bald auf eine zweite. Das Wasser wurde durch Stollen abgezogen. Die Tropfsteine der erstentdeckten Höhle finden sich in Gruppen in den Gärten von Arenenberg (Thurgau). 1892 und 1902 wurden durch die Tuffausbeute höher oben abermals zwei schöne Höhlen angeschnitten. Jetzt ist die Tuffausbeute sistiert. Die drei Tropfsteinhöhlen sind vor Zerstörung gesichert und durch den Besitzer Dr. Schmid in Baar († 1913) seit 1887 gut zugänglich gemacht und elektrisch beleuchtet. Von besonderer Schönheit ist das sich überall zeichnende Travertingesimse in der untersten Höhle, welches dem ehemaligen Seestande in der Höhle entspricht. Die Tropfsteine von oben herab, die mit ihrer Spitze das stehende Wasser erreichten, sind dann im Wasser in ganz anderer, traubiger Gestalt sich verdickend oder mit Kalzitkristallgruppen sich bekleidend in die Breite weiter gewachsen. Der gesamte Stock des Quellentuffes, in dem die Höhlen liegen und von dem ein Teil ausgebeutet worden ist, hatte etwa 45 m Höhe, 130 m Breite und 35 m horizontale Tiefe bergeinwärts und ist in ursprünglicher Ausdehnung auf ca. 200 000 m^3 zu schätzen. Das Lorze-

tal, in welches der Quelltuff eingelagert ist, ist hier postglazial epigenetisch, die ganze Tuffablagerung gehört geologisch der Periode der Gegenwart an. Das Wasser, welches früher den Quellentuff absetzte, diente nach der unter meiner Leitung oberhalb im Deckenschotter durchgeführten Fassung erst der „Spinnerei an der Lorze" und fließt jetzt in einem Betrage von meistens 8000 Ml. in die Wasserversorgung von Zürich.

Mechanische Alluvion in den Seen.

Alb. Heim, Die Erosion im Gebiet der Reuß, Jahrb. d. Schweiz. Alpenclub, 1878.
Alb. Heim, Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersees, Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich 1900.
Forel, Le Léman, Lausanne 1892.
L. W. Collet, Annalen der Schweiz. Landeshydrographie, Bd. II.
1. Charriage des alluvions dans certains cours d'eau de la Suisse,
2. Methode der Deltavermessungen von W. Stumpf, 1912. (Dies letzte Werk ist erst nach Fertigstellung des Manuskriptes zu diesem Abschnitt erschienen.)

Es kann bisher nicht zahlenmäßig bestimmt werden, welche Geschiebemengen unsere Flüsse bei Hochwassern an ihren Rändern und auf Alluvialböden liegen lassen. Der Betrag ist nicht mehr groß, weil sie meistens so kanalisiert sind, daß sie unterwegs nicht mehr viel liegen lassen, sondern alles in fortschreitender Verkleinerung bis in die Seebecken oder außer Landes schwemmen. Nur unregelmäßig bei schweren Flußausbrüchen kommt noch jetzt stärkere Überschüttung vor. Zuverläßige Messungen der Geschiebetransporte in den Flüssen selbst gibt es nur wenige.

Die Arve bei Genf soll im Jahr etwa 146 000 m^3 Gestein als Geschiebe und ca. 700 000 m^3 zerriebenes Gestein in Suspension transportieren. Die Rhone spülte in 18 Stunden durch den Kanal Leuk — Gampenen am 6. und 7. August 1913 bei Wasserstand unter Mittel 2303,417 m^3 Gerolltes und 2850,179 m^3 Suspendiertes (Schweiz. Landeshydrographie). Die Sihl bei Zürich trug bei 570 m^3 Wasser per Sekunde am 31. Juli 1874 per Sekunde 1 m^3 Gestein in suspendierter Form durch jeden Querschnitt; das Gerollte konnte nicht bestimmt werden (Alb. Heim). Am 15. Juli 1910 enthielt ihr Wasser bei 441 m^3 Durchfluß per Sekunde 13,18 g Schlamm im Liter, was einem Transport von 500 000 Tonnen per Tag entspricht.

Weit sicherere und vollkommenere Bestimmungen über lange Zeiten gewinnen wir durch die von den Flüssen gebrachten Ablagerungen in den Seen.

Gleich an der Flußmündung vollzieht sich rasch und scharf eine örtliche Trennung in Gerolltes und Suspendiertes. Zum Gerollten gesellen sich nicht nur grobe und feinere Geschiebe, auch grober und feiner Sand sinken rasch nieder und setzen sich als Deltakegel sofort an. Der Schlamm hingegen, zum Teil kolloïder Natur (Geele usw.), verbreitet sich mit dem Süßwasser weit von der Mündung weg und trübt die Seen im Sommer. Überall ergibt sich die jahreszeitliche Periode: Klare kleine Wasser aus dem Gebirge im Winter, ständig oder zeitweise trübe im Sommer.

Es ist leicht, das Suspendierte der Flüsse zu messen. Um das Gerollte zu bestimmen, müssen exakte Vermessungen der Deltakegel in langen Zwischenräumen gemacht werden. Die erste Vermessung derart ergab, daß die Reuß im Vierwaldstättersee von 1851 bis 1878 im Jahresmittel ungefähr 150 000 m^3 Gerolltes deponiert hatte. Später bestimmte ich, daß außerdem weit ausgebreitet im See im Jahr wenigstens 50 000 m^3 Suspendiertes als feiner Schlamm sich absetzt. Zu meiner Genugtuung hat sodann die „Schweizerische Landeshydrographie"

unter Leitung ihrer jeweiligen Direktoren Epper und Collet die Beobachtungen über den Geschiebetransport der schweizerischen Flüsse und den Absatz in den Seebecken in größerem Umfange übernommen. Ich verdanke Herrn Dr. Collet die nachfolgenden neuesten Resultate, mit denen in derselben Tabelle meine Resultate über die Reuß zum Vergleiche eingestellt sind.

Geschiebeabsatz in den Seen	Geschiebeabsatz total in m^3	Geschiebeabsatz per Jahr in m^3	Jährlich pro km^2 Sammelgebiet in m^3	Einzugsgebiet in km^2
Aaredelta im Bielersee				
1878—1897 (gleich nach der Korrektion)	6 708 000	335 400	241	1391,7
1897—1913	2 496 300	156 000	112	
Kanderdelta im Thunersee				
1714—1866	56 760 904	373 427	362	1060
Linthdelta im Walensee				
1860—1911	3 738 000	74 000	119	621,7
Rheindelta im Bodensee				
1863—1883 (Wey)	941 500	47 100	7,14	6122,9
1900—1911 (während der Korrektion) 1906—1911	7 000 000	580 000 1 160 000	94,7	
Reußdelta im Vierwaldstättersee				
1851—1878	3 942 000	146 000	242	ca. 603

Die Zahlen für Linth und Reuß können sehr wohl miteinander verglichen werden, obschon die Bestimmung für die Reuß lange nicht so genau durchgeführt werden konnte, wie für die Linth. Der geringere Geschiebetransport der Linth entspricht folgenden Umständen: weniger wildes Gebirge, sehr viele Wildbachverbauungen, viel künstliche Geschiebeablagerung in den Fabrikweihern, viele Uferversicherungen des Hauptflusses. Die Geschiebeanlagerungen am Delta der Aare im Bielersee und des Rheines im Bodensee sind noch sehr stark durch die eingreifenden vorangegangenen Korrektionen bedingt. Es bleibt abzuwarten, wie sie allmählich auf das Normale zurückgehen werden. Besonders wünschenswert wird für die Zukunft eine Messung des Deltawachstums der Aare, des Schlammabsatzes im Bielersee und der Rhone im Lemansee; letzteres ist freilich eine besonders schwierige Aufgabe.

Für die Reuß gelangte ich auf einen jährlichen Abtrag vom km^2 des Sammelgebietes von ca. 240 m^3, was einer mittleren jährlichen Erniedrigung um 0,24 mm oder von 1 m in ca. 4000 Jahren entspricht. Forel berechnet für die Rhone oberhalb des Lemansee 0,68 mm per Jahr (Gerolltes + Suspendiertes + Gelöstes), das ist ein Abtrag des Sammelgebietes um 1 m in 1500 Jahren.

Ich habe früher berechnet, daß der Vierwaldstättersee in etwa 20000 Jahren ausgefüllt sein werde. Nach Forel wird der Genfersee in etwa 60000 Jahren dem gleichen Schicksal verfallen sein.

Die subaquatischen Deltarinnen. Zum ersten Male sind an der Stirn der Delta unter Wasser subaquatische Schluchten durch Ing. J. Hörnlimann bei den Tiefenmessungen für den top. Atlas der Schweiz entdeckt worden. Im Lemansee sieht man das dick trübe Wasser der Rhone wie einen Wasserfall unter das durchsichtige, zartblaue Wasser abstürzen („la Bataillère"). In diesem absinkenden Strom ist die Bewegung zu groß, als daß Absatz eintreten könnte. Beiderseits aber setzt sich Schlamm und Sand ab, der am Rande des Stromes wirbelnd sich allmählich in das stillstehende Wasser verteilt hat. Die subaquatische Rinne im Delta ist durch ein Aussparen im Absatz infolge der Strömung entstanden. Am Lemansee ist sie 500 bis 800 m breit, bis 60 m tief und 7 km lang und reicht hinaus bis 232 m Tiefe. Ein Rest einer älteren Rinne liegt vor der alten Mündung „vieux Rhône". Auch im Bodensee gibt es, entsprechend verschiedenen Mündungsstellen verschiedener Zeiten, zwei solche Rinnen. Die jüngere, frischere hat bis 78 m Tiefe und 7 km Länge und reicht bis 179 m unter die Seefläche. Tatsächlich ist das Flußwasser bei Rhone und Rhein fast immer schwerer als das Seewasser in Folge: 1. niedrigerer Temperatur in den Jahreszeiten der Trübung, 2. größerer Härte, 3. suspendiertem (colloïdem) Mineralschlamm.

Das schwerere Schlammwasser verbreitet sich sodann am Seegrunde als eine einheitliche, oben eben begrenzte Wasserschicht, als ein trüber See unter dem klaren. Wir haben dies schon oft direkt mit Schöpfapparaten nachgewiesen (F. A. Forel, Alb. Heim). Erst nachdem das trübe Wasser sich gleichmäßig ausgebreitet hat, führt die Ruhe zum langsamen Niederschlag des feinen Schlammes, der nun einen völlig ausgeglichenen, vollständig ebenen, schwach talwärts geneigten Boden bildet. Ursprüngliche Unebenheiten sind mehr und mehr dadurch ausgeglichen worden, daß die über Vertiefungen mächtigere Schlammwasserschicht auch mehr aufgefüllt hat, asymptotisch bis zur Ausgleichung. Die Neigung der Alluvionen in den Seebecken talwärts beträgt:

	Delta auf Länge,		dann Verbindungskegel auf Länge	
Lemansee	6,9%	1,59 km	1,45%	13,00 km
Urnersee	15%	0,60 km	3,18%	2,35 km
Bodensee	6,6%	1,30 km	1,22%	12,75 km

Außerhalb des Verbindungskegels folgt der fast horizontale Auffüllungsboden und talauswärts davon die mehr oder weniger veränderte ursprüngliche Abnahme der Seetiefe. Der Verbindungskegel sowohl als der fast vollkommen horizontale Seegrund, sowie der tiefere Teil des talauswärts aufsteigenden Seegrundes sind mit dem feinsten Schlammabsatz bedeckt.

Die Frage, warum im Delta der Reuß im Vierwaldstättersee, der Aare im Brienzersee, der Linth im Walensee und vielen anderen keine subaquatische Rinne entsteht, wird durch die Beobachtung wie folgt beantwortet: Das trübe Wasser dieser Flüsse ist zeitweise, besonders im Frühsommer, leichter als das Seewasser. Dann sieht man den trüben Strom weit hinaus im See, statt daß er sofort versänke.

Das trübe Wasser breitet sich über die Seefläche als schwimmende, schmutzig trübe Schicht aus. Dann fehlt der unterseeische Wassersturz, der eine Rinne offenhielte; wenn eine solche vorübergehend entstanden wäre, so wird sie nun von Sand und Gerölle wieder zugeschüttet.

Der Gang des Absatzes der feinsten Suspension läßt sich bei den Fällen der letzteren Art schön verfolgen. Im Spätsommer ist das Wasser am trübsten. Bei Brunnen, Gersau, Mühlehorn sieht man dann einen an einer Leine horizontal gebundenen, versenkten weißen Teller, den einfachsten Durchsichtigkeitsmesser, kaum mehr auf 1 — 3 m Tiefe. Das Wasser ist milchig hellblaugrün. Im Oktober und November ist der Schlammtransport der Gletscherbäche und anderer Zuflüsse schon sehr gering geworden und hört im Dezember vollständig auf. Die Trübung der Seen sinkt tiefer und setzt sich ab; das Wasser wird dunkelblaugrün. Die Durchsichtigkeit hat je nach Ort und Jahreszeit auf 10—12 m zugenommen. In Jahren normaler Witterung beträgt sie im Februar bis 16 m. Die erste Schneeschmelze reduziert sie rasch wieder. Bei den Seen mit subaquatischer Rinne dagegen ist fast kein jahreszeitlicher Wechsel in der Trübung der oberen sichtbaren Wasserschichten und damit in der Farbe des Sees bemerkbar. Nur die kleineren Nebenflüßchen können eventuell leichteres trübes Wasser bringen.

Betrag des Schlammabsatzes in Seen.

Während langen Jahren habe ich den Schlammabsatz in verschiedenen Becken des Vierwaldstättersees direkt mittels an Kupferdrähten versenkten Sammelkasten aufzufangen und zu messen versucht. Mancher Versuch ist mißglückt, einige sind gelungen. Der Schlammabsatz im Vierwaldstättersee erweist sich als sehr unregelmäßig nach den Witterungsverhältnissen der betreffenden Jahre. Es gab Jahre, in denen die ziemlich fest gelagerte feine Schlammschicht nur 1—2 mm dick war; gewöhnlich waren es 1—2 cm. In einem Jahre, als im Schächental und Muottatal einige sehr heftige Gewitter niedergegangen waren, vermochten wir die Schlammsammelkasten kaum aufzuziehen, denn sie waren fast bis zum Rande voll: es hatte sich $8^1/_2$ cm Niederschlag gebildet. (Näheres mit chemischer Analyse in Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich 1900.) Diese Schlammabsätze sind in geringer Entfernung von der Flußmündung, soweit die steilere Deltaböschung reicht, stärker, dann aber so weit der gleichmäßige flache Boden reicht, vollständig gleichmäßig ausgebildet. In gewissem Maaße wird dies auch wieder bestätigt durch die Beobachtungen der Schweizer. Landeshydrometrie. Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Direktor Collet enthielt der 400 m vom N-Ufer im Walensee vom Mai 1911 bis Mai 1912 versenkt gewesene Schlammsammelkasten 9 mm fein verschiedenfarbig geschichteten Schlamm; eine Schicht war stark rot. Nur die S-Seite, östlicher Teil, kann roten Schlamm liefern (Sernifit und Quartenschiefer); die nächste dortige Bachmündung ist aber von der Schlammsammelstelle durch die ganze Breite des horizontalen Seebodens getrennt. Von Mai 1912 bis Ende 1912 waren es 11 mm. Die Schweizer. Landeshydrometrie bestimmte am Grunde des Brienzersees 1908 bis 1909 und 1909 bis 1910 je 22 mm Schlammabsatz. Forel hatte schon früher im Lemansee (oberer Teil des Genfersee) den Schlammabsatz im Mittel per Jahr auf 1 cm geschätzt.

Die großen Schwankungen im jährlichen Schlammabsatz (Vierwaldstättersee 1 mm bis 85 mm, letzteres in Gewitterjahren), sowie der geringe Schlammabsatz aus dem reich vergletscherten Sammelgebiete des Brienzer- und Genfersees zeigen deutlich, daß auch bei der Lieferung dieses feinsten Schlammes die Gletscher gegenüber Wildbach und Fluß sehr zurücktreten.

Die feinen Schlammabsätze unserer Randseengründe sind in ihrer chemischen und physikalischen Beschaffenheit auffallend gleichartig. Am variabelsten ist der Kalkgehalt dieses feinsten Detritus.

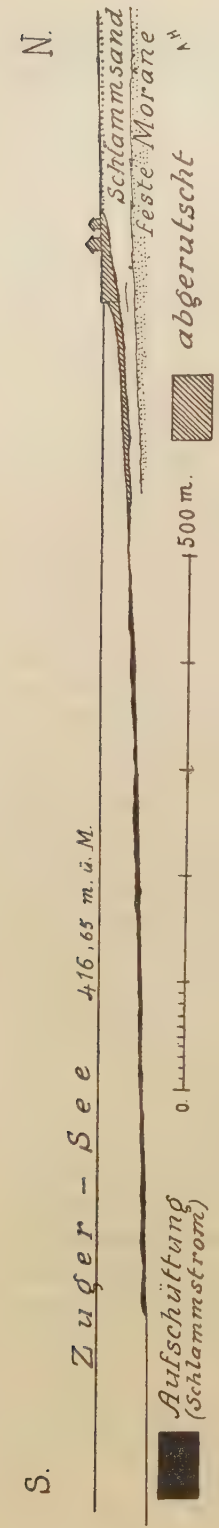


Fig. 71.
Profil durch den Ufereinbruch von Zug vom 5. VII. 1887. Höhen: Längen = 1 : 1.

Seeufer-Einbrüche. An den Seen des Molasselandes sind die Ufereinbrüche eine sehr häufige Erscheinung. Das Schema des Vorganges ist gewöhnlich folgendes: Vom Ufer aus werden durch Bäche, Ufererosion oder Uferabrutschungen, sehr oft durch künstliche Landanlagen Materialien auf den feinen Seeschlamm hinaus abgelagert, der sich stets bildet und die Seegehänge bedeckt. Wird die Auflagerung zu schwer, so quetscht sie den unterliegenden Schlamm aus und sinkt als bogenförmiger Ufereinbruch vertikal ein. Der Grundschlamm kann sich in Form eines Stromes auch bei geringer Böschung weit hinaus auf den Seegrund ergießen. Durch solche Bewegungsvorgänge häuft sich stets die Aufschüttung feinen Materiales in der Mitte, am Ufer dagegen die Zuschüttung mit gröberem, festerem. Die Seen füllen sich. An der Stelle eines vollzogenen Ufereinbruches hält in der Regel eine neue Wiederaufschüttung mit grobem Material fest. Unterseeische Abrutschungen an den Seegehängen in kleineren Massen ohne sichtbaren Ufereinbruch sind, besonders am Stirnumfang von Deltas, eine sehr häufige, oft alljährlich mehrmalige, aber nur gelegentlich beobachtete Erscheinung.

Einige Beispiele von Uferabsenkungen an Seen:

Zug: 1435. III. 4. Es bildete sich eine Spalte parallel dem Ufer in der Untergasse, und die außerhalb gelegene Reihe von 26 Häusern mit 60 Menschen versank in der Nacht. Die genauen Tiefenmessungen des Zugersees lassen den Trümmerhaufen am Seegrunde noch jetzt deutlich erkennen. Damals wurde einzig ein kleines Kind gerettet, das am Morgen in schwimmender Wiege schlafend auf dem Wasser gefunden wurde.

1592 bis 1593 fanden in Zug kleinere Ufereinbrüche statt.

1594. III. 7. früh 6^h 11′ Einbruch von einem Uferstück mit 9 Häusern in Zug.

1887. VII. 5. nachmittags 3^h 35′ sank am äußersten Quai in der Vorstadt eine Ufermasse ab. Hohlvolumen der Einsenkung ca. 150 000 m^3. Über den flachen Seegrund ergoß sich ein Schlammstrom weit hinaus (Fig. 71). Mehrere Häuser stürzten ein und einige Menschen wurden mitgerissen. Auf feinem Schlammsand lagen wenige Meter fester Kies, auf dem die Häuser standen. Die neue Quaibaute hatte eine Überlastung des Uferrandes zur Folge, die den Abriß erzeugte. (Näheres in Alb. Heim, R. Moser, A. Bürkli-Ziegler, Die Katastrophe von Zug am 5. Juli 1887. 2. Aufl. Zürich 1888 bei Hofer & Cie.)

Vevey am Genfersee 1785, 1809 und 1877. Die Absenkung fand 1877 V. 11. nachmittags 4 Uhr statt. Der neuerbaute Quai versank auf 106 m Länge; der Abriß betrug ca. 10 000 m^3, und schloß sich genau dem Abrißrand von 1785 an.

Montreux 1891. V. 19. auf 50 m Länge versank der „quai

du Kursal". Näheres darüber in Schardt (Effondrement du Quai du Trait de Baye à Montreux. Bull. Soc. Vaud. des ingénieurs et architectes, Lausanne 1893).

Zürichseeufer. Eine Anzahl Ufereinbrüche fanden bei Gelegenheit des Baues der linksuferigen Zürichseebahn 1875 statt, da vielfach die Uferzone durch Aufschüttungen neu belastet wurde; so am 9. II. und besonders 8 Tage nach der Eröffnung der Bahn am 22. und 24. IX. 1875 im Gebiete der Bahnstation Horgen. Die damaligen Untersuchungen bewiesen, daß über dem Molassegrund am Seegehänge 3 —10m feinster weicher Seeschlamm lag, auf welchem Bachalluvionen, künstliche Auffüllungen und Häuser entstanden waren. Das unter den Schlamm hinab gepfählte Stationsgebäude blieb damals als Halbinsel stehen; davor lagen die Schienen 10m tief ins Wasser versenkt. Die Bahnlinie mußte einwärts verlegt werden. (Bericht und Expertengutachten von Culmann, Gränicher, Heim, Hellwag und Lang, Zürich 1876.) Ein Verlust an Menschenleben fand nicht statt, weil man — es war Sonntag vormittags — zuerst die Risse im Boden sich öffnen sah und die Züge außerhalb der gefährdeten Strecke anhalten ließ. Außerhalb der Sust Horgen fanden später noch mehrere Ufereinbrüche statt, besonders 1877 und 1883.

Ufereinbrüche in Wädenswil wiederholt von 1875 bis 1890.

Ufereinbruch in Rüschlikon 1872 und 1898, VI. 21.

Ufereinbruch in Goldbach 1899, III. 29.

Am Bielersee bewirkte die Aarekorrektion 1874 infolge der Senkung des Sees eine ganze Anzahl von Ufereinbrüchen.

Die meisten Ufereinbrüche fallen in Zeiten sehr niedrigen Wasserstandes. Nicht daß dieser die Ursache wäre, vielmehr ist nur der abnehmende Wasserdruck auf das Ufer eines der Momente, die die Auslösung einer vorbereiteten Bewegung erleichtern. Wenn wir den Seeufern entlang die weit in den See hinausgebauten alten Häuser und Ufermauern prüfen, finden wir, daß sie fast alle schief stehen. Es gibt solche, in denen man alle paar Jahre Risse verkleistert. Sie öffnen sich aber immer wieder neu. Es ist sehr schwierig, zu beurteilen, ob eine solche langsame Bewegung einem Abbruch oder einem allmählichen Festsitzen entgegenführt. Letzeres ist selbst dann möglich, wenn in der Tiefe noch breiweicher Seeschlamm liegt, denn derselbe kann, durch frühere Abbrüche außerhalb und seitlich mit festerem Material vollständig eingeschlossen, am Ausweichen verhindert sein und sich dann allmählich verfestigen. Bei meinen vielen Expertisen in solchen Fragen ist es mir einige Male gelungen, durch genaue Nivellements während mehrerer Jahre im einen Fall eine Zunahme, im andern Fall eine asymptotische Abnahme der Bewegung gegen einen völligen festen Stillstand hin (z. B. Regierungsgebäude Zug) nachzuweisen.

Weitere mechanische Absätze, Überschwemmungs-Sandlehme.

Durchaus nicht alles Abgerutschte, nicht alles Abgespülte wird bis in die Seen oder in die großen Ströme exportiert. Vieles bleibt vorläufig lange auf Umladeplätzen, bald gesondert, bald ungesondert liegen. Während die Bach- und Flußdelta in die Seen hineinwachsen, erhöhen sich die Talböden bei Überschwemmungen mit Sand und Kies. Im besonderen ist es der feine, im Überschwemmungswasser suspendierte Schlammsand und Schlamm, der dann in den Wiesen, Wäldern und Feldern der Talböden beiderseits der Flußläufe weit hinaus sich absetzt. Fast überall finden wir die Flußläufe der ebenen Talböden von solchen Überschwemmungslehmen und Sanden begleitet — je geringer die Strömung, desto feiner das lokal abgesetzte Material.

Gehängelehme.

Die Ziegeleien der Schweiz benützen Molasselehme, Bändertone, Grundmoränen, außerdem aber auch vielfach durch postglaziale Verschwemmung aus Moränen oder aus Molasse ausgeschlemmte Gehängelehme. Sie finden sich in großer Mannigfaltigkeit und verschiedenen Lagerungen, und ihre Bildung dauert zum Teil noch fort. Wenn die Gehängelehme auf Schottern (z. B. sehr oft auf Niederterrasse) liegen, so sind sie meistens bis zur Kalkfreiheit nach dem durchlässigen Untergrunde hin ausgelaugt worden und haben dadurch hohen technischen Wert erhalten (feuerfeste Tone von Embrach, Zug, Pfungen oberes Lager usw.).

Ein besonders ausgedehntes und im größten Maßstabe verwendetes Lager von Gehängelehm (nicht kalkfrei) befindet sich am Fuße des Ütliberges gegen Zürich. Er ist aus den Schluchten und Nischen des Ütliberges, der bis nahe unter den Gipfel ganz aus oberer Süßwassermolasse besteht, in Form von Schuttkegeln ausgespült, die zu einem großen gemeinsamen Kegel mit oben 10%, unten noch 5% Neigung und ca. 4 km^2 Fläche verwachsen sind. Die Ablagerung ist im obersten Teil toniger Sand, dann weiter talwärts sandiger Ton, dann Ton. Ihre Mächtigkeit mag 30 m übersteigen. Soweit in gewaltigen Lehmgruben das Material stufenförmig abgegraben worden ist, kommen immer darin, verteilt auf alle Höhen, zahlreiche vertorfte Wurzelstöcke und Strünke von Rottannen und Birken zum Vorschein. Die Anspülung ist also in einen Wald hineingegangen und hat dessen Boden allmählich im Laufe von Jahrhunderten erhöht. Alex. Wettstein hat aus den Stufen und Dimensionen der Baumstrünke für die tieferen Lagen eine Lehmaufschüttung von durchschnittlich 1 m in 60 bis 100 Jahren abgeleitet. Im oberen Teil sind römische Reste, in ca. 4 m unter der Oberfläche Bronzewerkzeuge, in 6 m Tiefe Gegenstände vom Charakter der Steinzeit-Pfahlbauten gefunden worden. Noch nirgends hat die Ausbeute den Untergrund getroffen. Unter dem weiten Lehmschuttkegel brechen aber starke Quellen hervor, und aus einem unter den Lehm getriebenen Bohrloch strömte Kohlensäuregas (Alex. Wettstein, Geologie von Zürich und Umgebung, 1885, ferner unsere Tafel XVI und Fig. 62).

Dünen.

Auch Dünen haben sich gestaltet. Am schönsten sind solche auf großer, durch die Aarekorrektion trockengelegter Uferfläche am SW Ende des Neuenburgersees entstanden. Das Material ist Seesand, aus verwitterter Molasse gebildet. Aber auch vom jetzigen Seeufer entfernt, im Innern des großen Mooses sind von Schneider, Gilliéron und Schardt an verschiedenen Stellen, z. B. bei Ins und Gampelen, Dünen namhaft gemacht worden.

Im St. Gallischen Rheintal, von Ragaz bis gegen den Bodensee hinab, hat zuerst Früh eine Anzahl von Dünen erkannt. Der dort sehr heftige Föhnwind hat den Sand aus den unterliegenden Alluvialschottern ausgeblasen und dünenförmig zusammengehäuft, den feinen Staub aber weiter vertragen und an den Talflanken als postglazialen Löß abgesetzt. Auch in der Alluvialfläche der Rhone sind Dünen zu sehen. Zahlreich liegen sie 4 bis 7 m hoch, quer zum Tale streichend, und durch die Talwinde talaufwärts wandernd zwischen Martigny und Saillon. Für Spargelkulturen werden sie künstlich abgetragen, bilden sich aber an manchen Stellen in wenigen Jahren wieder 4 m hoch neu (H. Gams).

Künstliche Ablagerungen.

So wie der menschliche Eingriff in die Gestaltung der Oberfläche in den letzten Jahrzehnten sich entwickelt hat, ist es wohl sehr berechtigt, nach dem Vorgang von F. Mühlberg in Zukunft auch auf geologischen Karten nicht nur

eigene Bezeichnungen anzubringen für künstlichen Aushub, sondern auch für künstliche Aufschüttung. Noch bedeutender sind aber die Folgen, die durch Flußkorrektionen, Wasserwerkanlagen usw. zustande kommen. Flüsse sind in Seen abgelenkt, neue Delta und neu verteilte Schlammabsätze sind veranlaßt worden; neue Schluchten schneiden sich ein, anderen ist ihr Fluß und ihr Geschiebe weggenommen; Wasserscheiden sind verlegt; vieles ist aus dem angestrebten Gleichgewicht gerissen und sucht nach neuem. Auf diese Erscheinungen alle näher einzugehen ist hier freilich nicht mehr der Ort. Bei richtiger Beobachtung werden aber auch die künstlich eingeleiteten Veränderungen unsere Einsicht in die natürlichen Vorgänge wesentlich vermehren.

Rückblick.

Das schweizerische Molasseland ist, wie wir erkannt haben, ein junges Land. Die werdenden Alpen haben ihm in der Oligocän- und Miocänzeit das Material zu seinen Gesteinen geliefert. In der pontischen Zeit ist es dauernd Festland geworden. Die Pliocänzeit hat es gehoben und ihm seine ältesten Stammtäler tiefer eingegraben. In der Diluvialzeit wurde es viermal vom alpinen Eis überflutet, wobei die Gletscher es anschürften und mit Schottern, Moränen und Blöcken überschütteten, die Zwischeneiszeiten aber mächtige Talaustiefung brachten. Hebungen im Oberlauf und Senkungen unterhalb vermehrten Gefälle und Stoßkraft; Senkungen im oberen Teil dagegen führten zu Aufschüttung und Seebildung. Die Wasserwege wechselten. Ihre Furchen und die davon ausgehenden Gerinnsysteme unterlagen, dem Stande der Eisfluten entsprechend, einer wechselreichen Periodizität, einer vielfachen Palimpsestbildung. Stauung und Austiefung störten einander in wechselvollem Spiele. So ist die ganze Gestaltung des Molasselandes trotz des primär einfachen geologischen Baues und trotz seiner Jugendlichkeit und der kurzen Dauer seiner Geschichte sehr reich und mannigfaltig geworden. Sie enthält noch manches klärbare Problem, aber sie birgt auch viele für uns unlösbare Rätsel.

Daß die Bildhauerin Natur ihren Meißel und Schlägel nicht niederlegen kann, ist selbstverständlich, auch wenn die Spähne ihrer Arbeit ganze Gebiete des Werkes zeitweise wieder zuschütten.

Zusätze und Korrekturen vom Dezember 1917 zum ersten Hauptteil.

Der Verlagsvertrag zu dem vorliegenden Buche trägt das Datum 28. VII. 1907. Das Manuskript zu den paar ersten Lieferungen war 1913 abgeschlossen und lag druckbereit beim Verleger, als der Krieg ausbrach und die Drucklegung hemmte und hinausschob. So kommt es, daß Publikationen, die 1914 oder später erschienen sind, nur nachträglich während der Korrekturen oder in den folgenden Zusätzen berücksichtigt werden konnten.

S. 4 Zeile 25 von oben: Das Buch mit dem Titel „Die Eisgebirge Helvetiens“ ist hier irrtümlicherweise Scheuchzer zugeschrieben worden. Es stammt von Gruner.

S. 9 Zeile 12 von unten ist das Wort Seewerkalk zu ersetzen durch Wangschichten. Die Bezeichnung Seewerkalk stammt nicht von Escher, sondern von Mousson.

S. 24 Zeile 8 von oben: Leistungsfähige Panoramazeichner waren auch die Brüder David Alois Schmid (1791—1861) und Franz Schmid (1796—1851) aus Schwyz. S. 24 Zeile 19 von unten: Als Panoramen von Simon zuzusetzen: vom Niesen und vom Finsteraarhorn.

S. 51 unter V, drittletzte Nennung: „Blutrote Hornsteine". Diese gehören wohl alle zu den Radiolariten des Malm, nicht zum Lias. Ferner stammen diese Hornsteine auch aus den ostalpinen Decken. Die gleiche Bemerkung gehört zu S. 54 Zeile 17 von oben.

S. 51 bis 54 werden mehrmals die „rhätischen Decken" in einem weiteren Sinne als mittelbündnerische Decken genannt. Seither mußte der Begriff der rhätischen Decke enger gefaßt werden, ja es wäre besser, den zu Verwirrung führenden Namen jetzt ganz fallen zu lassen. Was hier meistens gemeint ist, ist die Margnadecke und sind besonders die unter-ostalpinen Decken (Sella, Err, Bernina, Languard, Campo).

S. 75 Zeile 5—7 von oben ist irrtümlich. Die Berner Schichten entsprechen im Alter dem unteren Vindobonien, zum Teil noch dem oberen Burdigalien.

S. 90 unten: Die Kriegskohlennot hat 1916 bis 1917 zu einer erneuten Suche nach Kohlen geführt und alle Erinnerungen an ehemalige Ausbeute aus der Zeit vor den Eisenbahnen, d. h. vor dem Import wohlfeilerer und besserer Kohlen aus dem Ausland, besonders aus Deutschland, wieder wachgerufen. An manchen Orten (Herderen, Reppischtal, besonders Rufi bei Schännis) wird wieder ausgebeutet. Das Molassekohlengebiet von Semsales-Palézieux ist 1916 und 1917 eingehend neu untersucht worden. Es enthält bis zu 6 verschiedenen Flözen von 0,2 bis max. 0,6 m Mächtigkeit. Die Kohle nähert sich in ihren Eigenschaften den echten Gaskohlen des Carbons (wahrscheinlich Dislokationsmetamorphose). Neue Ausbeute im Gang. Vergl. C. Schmidt, Erläuterungen zur Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz, in „Beiträge, geotechn. Serie" 1917. Der Erfolg ist bescheiden. Die Schweiz importierte vor dem Kriege im Jahr gegen 3 000 000 Tonnen Kohlen. Bei kostspieliger intensiver Ausbeute wird sie doch kaum imstande sein, während einiger Jahre einen Zehntel dieses Bedarfes selbst auszubeuten (Schieferkohlen, Molassekohlen, alpine Doggerkohlen und karbonische Anthracite zusammengerechnet). Diese Situation drängt auf eine stets intensivere Ausbeute der Wasserkräfte. Hier aber liegt eine große Schwierigkeit in den Niederständen des Winters und der schwierigen und kostspieligen Ausgleichung durch Stauwerke.

S. 91: Nach neuen Untersuchungen von Arnold Heim über die schweizerische Petrolfrage ergibt sich, daß sich die petrolführende Molasse mit Unterbrechungen längs dem Jura von Aarau bis zur französischen Grenze erstreckt und stets dem unteren Teil der bunten aquitanen Molasse angehört. Bei La Plaine quert ein Ölsand mit harten Knauern die Rhone. Neue Fundstellen sind: Fulenbach an der Aare (Kt. Solothurn), entdeckt durch A. Hartmann, und der Gönhardstollen bei Aarau. Die reichsten Ölsande (Dardagny, Fulenbach) enthalten 5—8 Gew.-Proz. = 13—20 Vol.-Proz. Bitumen. Etwa die Hälfte davon ist grün fluoreszierendes Schmieröl mit Paraffinbasis.

S. 93 Zeile 2 von oben: Eine weitere Quelle von brennbarem Gas liegt bei La Minnaz E. Cuarny (E. Yverdon). Sie tritt auf einer kleinen scharfen Antiklinale SE-Schenkel 45°) aus blauen Mergeln des oberen Aquitan. Das Gas enthält 89% CH_4, 10% N_2.

S. 94: Frl. Martha Pfister hat sich auf meine Anregung eingehend mit der Untersuchung der Nagelfluh am S-Rande der Alpen beschäftigt, bis der Krieg die Begehung des Gebietes unterbrach. Sie bestätigt das Vorherrschen der Gerölle aus dem Bergellermassiv und die weite Verbreitung großer Blöcke von Granit und Tonalit bis zu 2 m Durchmesser in der Molasse von Camerlata bis Sesto Calende.

S. 100 Zeile 25 von unten: Rupélien nach dem Flüßchen Rupel in Belgien, das in die Schelde fließt.

S. 105 Zeile 10 von oben: Die Gesamtmächtigkeit der St. Gallermarinen Molasse hatte Gutzwiller („Beiträge" Lfg. 19) zu 325 m, im Martinstobel zu 430 m angegeben. Falkner und Ludwig kommen dort auf 450 m, bei Rorschach 300 m, an der Sitter 320 m, bei St. Gallen 400 m. Die von uns S. 105 für St. Gallen notierte Zahl ist zu klein.

S. 109 Literatur unter b Zusatz: A. Douxami, Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale, Thèse, Paris 1896.

S. 112e: Seit der Drucklegung ist erschienen: E. Baumberger, Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen, Verh. d. naturf. Ges. Basel Bd. XXVI 1915. Die früher einheitlich gedachte Synklinale zwischen Jurarand und Jensberg ist durch eine sanfte Antiklinale zweigeteilt. Diese verläuft ENE steigend, von Brügg nach Safneren bis vor die breite Aare-Ebene. Bei Madretsch ergibt sich folgendes Profil: Vindobonien: Tortonien 65 m (von oben nach unten: weiche Sandsteine, eisenschüssige Schicht, Knauermolasse, Konglomeratbank und graue Molasse-, Meeres- und Brackwasserbildungen. Helvétien s. str. 125—130 m (blaugraue sandige dünnbankige Tonmergel). Burdigalien: 100 m (9 m graue Molasse, 7 m oberer Muschelsandstein, 80 m graue Molasse (= Mol. grise de Lausanne), 1—5 m unterer Muschelsandstein, konglomeratisch). Aquitanien: bunte plastische Mergel und Knauermolasse, olivengrüne Mergelsandsteine (Mett). Stampien: Blättermolasse (Unio, Neritina, Melania). Beide zusammen 800—900 m. Eocän: Bohnerztone und Hupper in Taschen auf Portlandkalk.

S. 114 h: Nach neuen Befunden von Arnold Heim ist die Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Aarwangen umzudeuten. Die ältesten Molasseschichten werden durch den Süßwasserkalk von Oberwynau repräsentiert, der als Antiklinalkern beim Elektrizitätswerk zum Vorschein kommt. Darüber folgt 200 bis 400 m die Aarwangermolasse (vorwiegend Glimmersandstein, mit der genannten Säugetierfauna des oberen Stampien), darüber etwa 800 m bunte aquitane Molasse.

S. 120 Abschnitt 3 und S. 188 unterhalb der Mitte: Wir haben bisher eine sehr merkwürdige Stelle nicht genügend gewürdigt: Im unteren Teil des Val d'Illiez über Monthey steht ein Komplex von roten Tonschiefern mit grauen Kalksandsteinen an, der erst sehr verschieden gedeutet worden war, bis Schnetzler und Alph. Favre darin Pflanzen fanden, deren Alter Osw. Heer auf jüngstes Eocän bis

Miocän (Aquitanien) bestimmt hat. Es scheint sicher zu sein, daß die rote Molasse von Val d'Illiez am N-Rand des Helvetisch-Autochthonen ganz identisch ist mit derjenigen von Bouveret am N-Rand der Préalpes, und daß sie deren südlichste Fortsetzung bildet. Sie liegt da wie dort über der Flyschart, die man Altdorfersandstein nennt. In dem letzteren, wie in den begleitenden Konglomeraten, scheint ein Übergang von Flyschfazies in Molassefazies vorzuliegen. Der einzige Unterschied von der Molasse von Val d'Illiez gegenüber derjenigen von Bouveret besteht darin, daß wegen hier viel größerer tektonischer Beanspruchung die bröckligen roten Mergel zu harten Schiefern mit Clivage geworden sind. Über einer Erosionsfläche auf autochthoner Kreide und Jura transgrediert (Monthey-Mex) der helvetische Flysch (ca. 200 m Glimmersandstein und Tonschiefer). Auf demselben liegt völlig konkordant, zum Teil flach NW fallend, diese rote aquitanische Molasse (über 50 m). Stampien scheint zu fehlen. Damit ist festgestellt, daß die Molasse unter den helvetischen und den Préalpes-Decken durch bis in die autochthone Zone reichen kann und dort, 30—35 km innerhalb des Alpennordrandes, die Molasse konkordant dem Flysch aufliegt. Die wilde Diskordanz von Molasse und Flysch dem ganzen N-Rand der Schweizeralpen entlang ist nur nachträgliche Dislokation. Sonst konnte an keiner andern Stelle der autochthonen Zone die Molasse auf Flysch gefunden werden. Unsere Kartenskizzen Fig. 10, 11, vielleicht auch noch 12 sollten deshalb die südliche Grenze der Molassemeere und Seen, besonders im Rhonetalgebiete, etwas weiter gegen SE gelegt enthalten.

S. 130: Leitfossil im Aquitanien: Anthracotherium valdense statt magnum.

S. 145 u. folgende: Wir verweisen auf den von H. Stehlin in den Verhandl. d. naturf. Ges. Basel 1914 S. 179—193 gegebenen Abdruck des in unserem Werk S. 145—152 enthaltenen Verzeichnisses der Wirbeltierfunde aus der Molasse. In diesem neuesten Verzeichnis sind einige inzwischen gemachte neue Funde einbezogen und möglich gewordene Korrekturen berücksichtigt. Durch die Bemühungen des Präparators Eug. Huber haben sich die Funde auch seit 1914 wiederum vermehrt. Die Bearbeitung derselben wird noch geraume Zeit erfordern.

S. 165 c: Nach noch nicht veröffentlichten Untersuchungen von Arnold Heim erweist sich die Molassefaltung E des Bielersees als sehr kompliziert, ganz anders, als sie Bl. VII (1:100000) 2. Aufl. erwarten ließ. Der einspringende Winkel von Jens ist durch Transversalknickung einer Antiklinale mit ENE fallend verdrehter Schichtlage bedingt. Im allgemeinen divergieren die Molassefalten östlich des Bielersee von der ersten Jurafalte um 10 bis 45° gegen E, und es sind wenigstens deren 3 in den Profilen zwischen Biel und Büren vorhanden. Weiter östlich erreicht die Antiklinale von Wynau die größte Scheitelhöhe bei Oberwynau und sinkt von dort mit 5—10° Axengefällle nach NE gegen Fulenbach, wo nach den Funden von A. Hartmann und Arn. Heim jetzt auf Petrolsand geschürft wird. Der NW-Schenkel fällt an der Aare bei Wolfwil-Rainacker 40° (petrolführende bunte Molasse), der SE-Schenkel (Aquitan) an der Murg 1 km südlich Murgental 45°. Die Antiklinale ist wenigstens 3,5 km breit und 15 km lang. Sie ist die bedeutendste subjurassische Molasseantiklinale der Schweiz.

S. 207 Zeile 3 von oben ist Albigna zu streichen und dafür Ober-Engadin zu setzen.

S. 231, nach Zeile 9 von oben Zusatz: Selbstverständlich sind Blöcke aller helvetischen Gesteinsarten reichlich im Aare-Erratikum verbreitet, ohne daß dieselben leitend wären. Recht häufig sind Blöcke von sehr festem Eisensandstein des Unteren Dogger vom Schwarzhorn, Tschuggen, Mürren, wie sie von dieser Beschaffenheit in andern Gletschergebieten nicht vorhanden sind. Ebenso kann hie und da der eocäne Hohgantsandstein für Aare-Erratikum leitend sein.

S. 269 Zeile 28 von oben Zusatz: Deltakies im Worblental (Worblaufen) N Bern. Ferner diluviale Nagelfluh unter Moräne im Suldtal (S. Aeschi) und auch im Diemtigtal, (Mitteilg. von P. Arbenz).

S. 292 Zeile 14 von unten: Aus den Napftälern beschreiben O. Frey und Nußbaum Schotter, die sie zum Hochterrassenschotter stellen.

S. 298 Zeile 4 von unten, Zusatz: . . ., mit Ausnahme seiner allgemeinen Einsenkung (Rinnenschotter).

S. 305 Zeile 12 von oben, Zusatz: Ähnliches erkannten Nußbaum und Antenen.

S. 315 Zeile 6 von oben: Die Suche nach Kohlen, die durch die Kriegskohlennot einsetzte, hat für das Schieferkohlenlager von Zell weite Verbreitung beiderseits der Luthern ergeben. Ein intensiver Tagebau ist zurzeit bei Station Gondiswil und bei Zell im Gange. Das Lager hat bis zu 5 m Mächtigkeit, von welcher etwa $^1/_3$ gute Schieferkohle, das übrige kohlige Tone sind. Bisherige Fossilfunde: Birke, Tanne, Föhre, Edelhirsch, Käferflügeldecken. Die Talstrecke Huttwil—Gettnau war anscheinend im W und im E durch die größte Vergletscherung und ihre Ablagerungen eine Zeitlang zu einem fjordförmigen Talsee mit Vertorfung abgedämmt. Die Gletscher der letzten Eiszeit erreichten dieses Gebiet nicht mehr, weshalb wir über den Schieferkohlen nur von den Gehängen und Seitentälern abgeschwemmten Ton, Sand und Kies, aber keine Moränen finden. Mir scheint es sehr wahrscheinlich, daß diese Schieferkohlen interglazial sind. Die Lagerung kann hier nicht sicher entscheiden, wir müssen auf weitere Fossilfunde abstellen. Weitere ähnliche Schieferkohlenfunde sind möglich.

S. 316 Zeile 10 von unten, Zusatz: Arbenz hält, entgegen Du Pasquier, die Moränen für hinter, nicht auf dem Deltakies liegend und deshalb die Delta von Ibach und Buochs für postglazial.

S. 318 unten, Zusatz: Einige derselben sind sogar junge, noch in Fortbildung begriffene Quellentuffe. Zu vergleichen hiefür, wie für den Abschnitt „Löß", Fr. Jenny, Über Löß und lößähnliche Bildungen, in Mitt. naturf. Ges. Bern 1889, welche Arbeit Baltzer zur Änderung seiner Ansicht geführt hat.

S. 324 zwischen Zeile 22 u. 23, Zusatz: vielleicht bis an den Bodensee.

S. 336 unter 4) vor a): Der am nächsten an der Schweizergrenze neuestens gefundene wirkliche Knochenrest eines Homo primigenius ist eine Schädeldecke aus der Grotte du Sablon am Salève, zusammen mit Ren.

S. 337 Zeile 21 von unten vor 2) Zusatz: Gleiches ist neuestens auch in einer ca. 2400 m hoch gelegenen Höhle am Drachenberg bei Vättis (Calfeusental) von E. Bächler entdeckt worden.

S. 362 Zeile 19 von oben: Unterhalb vom unteren Ende des Bifertengletschers sah ich 1917 die aus den Jahren 1820 (und vielleicht teilweise noch 1855) stammenden, dem Gletscher quer im Wege stehenden, gewaltigen Endmoränenhaufen in der Bewegungsrichtung des Gletschers oberflächlich untief gefurcht. Im Bewegungsschatten jedes größeren Blockes ist, so breit als der Block, eine 10 bis 30 m lange, 1 bis 5 dm hohe, stumpfe Rippe feineren Moränenmaterials geschützt stehen geblieben. Alle diese vorragenden Kalkblöcke von mehr als ca. $^1/_2$ m^3 sind nicht verstellt, wohl aber an ihrer oberen Seite entsprechend ihrer jetzigen Lage ausgezeichnet abgerundet, geschliffen und geschrammt worden. Jeder einzelne Block zeigt die Schrammenanordnung nach Art eines zwerghaften Difluenzspornes. Das gleiche ist bei dem jetzt kleinen Gletscherstande auf den verlassenen Moränenböden vieler anderer Gletscher zu sehen, wo noch vor 50 Jahren der Eisstrom 100 bis 150 m mächtig darüber stand. Es zeigt dies, wie wenig der Gletscher den Untergrund aufzureißen vermag, selbst wenn dieser loses Trümmerwerk ist — und wie leicht er sich mit Detail-Schleifarbeit begnügt.

Druckfehler.

S. 7 Zeile 3 von oben lies: Brongniart statt Brognart.
S. 12 „ 13 „ unten lies: Dranse-Schlucht statt Drinse-Schlucht.
S. 13 „ 9 „ unten lies: Walser, Brunhes statt Walter Brunher.
S. 15 „ 15 „ unten lies: Buxtorf, statt Buxdorf.
S. 17 „ 9 „ oben lies: Lapparent statt Lapparant.
S. 19 „ 24 „ oben ist der Name U. Stutz zuzusetzen.
S. 20 „ 10 „ unten lies: Chr. Tarnuzzer statt M. Tarnuzzer.
S. 34 „ 6 „ oben unter Literatur lies: bolide statt Colide.
S. 54 „ 15 „ unten lies: Alp Languard für Piz Languard.
S. 55 „ 20 „ oben lies: „lösten sie sich".
S. 92 „ 2 „ oben lies: Petroleum für Petrolium.
S. 113 Mitte lies: Gurtenbrauerei statt Gurtenspiegel.
S. 131 links über der Mitte lies: Häutlingen statt Hautligen.
S. 147 Zeile 14 von oben lies: Rovéréaz statt Roveraz.
S. 153 „ 14 von unten lies: Trionyx für Tryonyx.
S. 173 „ 11 „ unten lies: Wahlern statt Waleren.
S. 177 „ 3 „ unten lies: Taf. VII statt V.
S. 182 „ 25 „ oben lies: Dislokation statt Begrenzung.
S. 186 „ 15 „ oben lies: S. 48 statt 44
S. 291 „ 13 „ oben lies: Wüstenkrusten statt Wüstenrinden.
S. 296 „ 21 „ unten lies: (nahe außerhalb der Grenze des Kt. Schaffhausen), statt bloß Kt. Schaffhausen.
S. 311 Zeile 19 von oben lies: autochthonen statt allochthonen.
S. 325 oben: Der Abschnitt ist mit VII statt mit XII zu numerieren.
S. 336 Zeile 8 von oben lies: hatten für hatte.
S. 363 „ 14 „ unten lies: Luvseite statt Luffseite.

ZWEITER HAUPTTEIL.

Das Juragebirge der Schweiz.

A. Stratigraphie des Juragebirges.

I. Grundgebirge.

Vorkommen, Schwarzwaldgneis, saure und basische Gänge, erbohrtes Grundgebirge.

Das Juragebirge liegt zwischen dem Schwarzwald und den Vogesen einerseits und dem schweizerischen Molasselande andererseits. Seine Schichten fallen im ganzen von N nach S und im westlichen Teile von NW nach SE oder sogar von W nach E unter die Molasse in die Tiefe. Am N-Rand sind die tiefsten Schichten entblößt. Dort schneiden Wutach und Rhein in den Fuß des Schwarzwaldes ein und trennen den Tafeljura vom Schwarzwald, dem er tektonisch zugehört. Auf dieser Linie reicht die Entblößung des Schwarzwaldgneises rechts des Rheines von Kiesenbach bis Wallbach auf 18 bis 20 km Länge bis an den Fluß oder an die Schotter des Talbodens. Der Rhein fließt hier z. T. epigenetisch auf dem kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes, und Teile dieses Grundgebirges sind auch im linksseitigen schweizerischen Rheinborde an drei Stellen anstehend entblößt: $1^1/_2$ km unterhalb Schwaderloch, NW von Etzgen und bei Laufenburg. An letzterem Orte sind die Aufschlüsse ausgedehnt. Ganz Laufenburg steht auf Schwarzwaldgneis, und die ganze Stromschnelle mit ihrer über 1 km langen unten folgenden Schlucht ist in denselben eingeschnitten. Die großen Arbeiten für das Wasserwerk Laufenburg, die nun allerdings die Schlucht und die Stromschnelle unter Stauwasser gesetzt haben, hatten vorübergehend durch ausgedehnte Sprengungen prachtvolle Aufschlüsse im frischen Gestein erzeugt. Blösch und Niggli haben dieselben fortlaufend genau verfolgt und notiert (Jahresber. Oberrhein. Geol. Verein 1912 usw.).

Das Grundgebirge des Schwarzwaldes ist zugleich das Grundgebirge des schweizerischen Tafeljura; es setzt wohl südlich weiter unter den Kettenjura und das Molasseland fort. Die ersten alpinen Grundgebirgsmassen tauchen bei Erstfeld im Reußtale, 90 km SSE von Laufenburg, an die Oberfläche. Auffallenderweise ist der biotitreiche Erstfeldergneis dem Südschwarzwälder sehr ähnlich und es treten in demselben ähnliche Gänge auf; er ist vielleicht die direkte Fortsetzung des Schwarzwaldgneises.

Der Schwarzwaldgneis von Laufenburg ist ein dunkelrotbrauner, sehr glimmerreicher, verworren schieferiger Biotitgneis, reich an dünnen Lagen oder Augen von Feldspat und Quarz, hie und da mit Turmalin. Ferner finden sich Amphibolitlinsen darin. Die Schieferung, oft zugleich Bankung, streicht mit ziemlich starken Schwankungen E—W. Das Fallen ist meist steil, 45—60°, und stets schwarzwaldeinwärts, also nach N gewendet. Hie und da liegt die Gneisschieferung flach (10—20°) und oft zeigt sich der Gneis kräuselig (fluidal?) gefältelt (oberhalb der Enge, auf der Schwabenfluh, am Burghügel). Niggli bezeichnet diese Gneise als „Injektionsgneise"; ich würde sie eher für Erstarrungsgneise halten.

Der Gneis ist von einzelnen weißen Quarzadern und von zahlreichen, sehr schönen Eruptivgängen durchsetzt. Diese schneiden die Schieferung und sind durch greifend zweierlei Art:

a) Leukokrate, saure Gänge; das sind Aplite, Turmalinaplite und Aplitgranite mit natronhaltigen Feldspäten. Sie sind widerstandsfähiger als der Gneis und bildeten in der Stromschnelle die „Steine des Anstoßes". Die hellen Gänge durchschneiden den Gneis steil; sie streichen SW bis SSW und fallen mit 30—50° nach SE ein. Ihre Mächtigkeit beträgt 0,1—2 m, ausnahmsweise in der Stromschnellenschlucht von Laufenburg bis 3,5 m. Blösch und Niggli haben ca. 130 saure Gänge gezählt und untersucht.

b) Die melanokraten, basischen Gänge, ca. 90 an Zahl, sind nach ihrer chemischen Zusammensetzung syenitischen Charakters. Es sind feinkörnige Kersantite von dunkler Farbe. Sie sind durchschnittlich mächtiger als die hellen Gänge, 0,2 bis 4,5, ausnahmsweise 10 m. Sie streichen völlig N—S und stehen annähernd senkrecht.

Nach Niggli sind die beiden Gangarten in mineralogischer und chemischer Beziehung einander verwandt. Einige Zwischenformen bestätigen die gemeinsame Abstammung. Dem daraus berechneten Stamm-Magma soll der Tiefensteiner-Granit (Albtal, 6 km N von Laufenburg) chemisch sehr nahe stehen.

Die basischen Gänge sind die jüngeren. An den sehr zahlreichen, prachtvoll entblößt gewesenen Kreuzungsstellen sind die Aplitgänge stets von den Kersantitgängen durchschnitten und etwas verworfen. An manchen Stellen habe ich die Gänge schwach gefaltet oder gewellt gefunden; wahrscheinlich haben sie noch eine gewisse Dislokations-Umformung mit dem Gneiße durchgemacht. Die Hauptfältelung des Gneises, Erstarrungsfältelung wie Dislokationsfältelung, ist aber älter als beide Gangsysteme; sie wird oft von den Gängen glatt durchschnitten.

Bei Albbruck und Säckingen außerhalb der Schweiz, besonders schön im Steinatal, Albtal, Schwarzatal, setzen viele prätriasische Gänge von Porphyren, Minetten und Stöcke feinkörniger Granite durch den Gneis, bis er von großen grobkörnigen Granitstöcken verdrängt wird.

Einen weiteren Aufschluß über das kristalline Grundgebirge auf Schweizerboden lieferte das Bohrloch am linken Rheinbord im Weiherfeld, $2^1/_2$ km unterhalb Rheinfelden, ca. 282 m ü. M., auf Niederterrasse ansetzend. Dasselbe wurde von der „Schweizerischen Steinkohlen-Bohrgesellschaft" im Jahre 1876 abgetrieben, um die Steinkohlenfrage der Schweiz ihrer Lösung näher zu bringen. Während 2 Monaten arbeitete der Diamantbohrer. Das Bohrloch erreichte 426,6 m Tiefe (= 144,6 m unter Meer) und kostete 192 000 Frs. Bei 361,5 m traf man unter Perm trümmerigen kleinkörnigen Schwarzwäldergranit, darunter Verwitterungsgrus von solchem. und bei 369 bis 426,6 m durchbohrte man noch Diorit mit Aplitgängen. (Bohrkerne in den Sammlungen von Aarau und Zürich).

Schon viel früher, im Jahre 1823, als man in Schleitheim (Kt. Schaffhausen) ein Bohrloch auf Salz abtrieb, stieß man unter Buntsandstein bei 154 m Tiefe auf roten Schwarzwaldgranit. Dort am Randen liegt die Trias direkt ohne Perm auf dem

unter den Plateaujura hineingehenden Schwarzwald-Grundgebirge. Weiter östlich im Höhgau brachten die sarmatischen Eruptionen Stücke von typischem Schwarzwaldgranit herauf.

II. Palaeozoikum des Juragebirges.

1. Perm.

Auftreten des Rotliegenden, Abteilungen, die Schwarzwald-Eruptiva älter. Fundstellen, Mächtigkeit, Altersbestimmung. Die Kalisalzfrage der Schweiz.

Literatur:

A. Müller, Beschreibung der Bohrkern-Serie des Weiherfeldes in „Bericht des Verwaltungsrates der Schweizerischen Steinkohlen-Bohrgesellschaft an die Generalvers. der Aktionäre", Aarau 1876.
Fr. Pfaff, Untersuch. zwischen Kandern und Lörrach, in Ber. nat. Ges. Freiburg i. Br., 1893.
F. Brombach in Mitt. geol. Landesanstalt des Großh. Baden, Bd. IV Heft 4, 1903.
C. Disler, Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheins zwischen Rheinfelden und Augst. Verhandl. naturf. Ges. Basel 1914.
Verschiedene Mitteilungen von Platz, Mösch, F. Mühlberg usw., Tabellen von A. Tobler.

Am S-Rande des Schwarzwaldes, z. B. hinter Dogern und ebenso auf Schweizerboden im sogen. Schäffigen (am untern Ende der Laufenburger Schlucht bei der jetzigen Turbinenanlage) trifft man die Oberfläche des Schwarzwald-Grundgebirges uneben mit taschenartigen Vertiefungen, die mit Granitgrus, Aplit-, Kersantit- und Gneisbreccien, sowie mit konglomeratischem Material gefüllt sind. Über dieser autochthonen Bodenbreccie folgen tiefviolette Sande und feine rote Tone mit runden grünen Flecken, ferner Streifen roter Konglomerate. Aus der Ähnlichkeit mit ausgiebigeren Fundstellen und aus den Funden in Bohrlöchern geht hervor, daß es sich hier um eine direkte transgressive, vom Schwarzwald sanft südlich abfallende Ablagerung des Rotliegenden (Perm) auf dem kristallinen Grundgebirge handelt.

Zieht man alle Aufschlüsse über Rotliegendes vom S-Randgebiete des Schwarzwaldes vergleichend zusammen, so ergibt sich bei vollständiger normaler Entwicklung hier folgende Schichtreihe:

Oberes Rotliegendes 10 bis gegen 50 m mächtig:
Dolomitbänke, Arkose-Sandsteine mit Brocken von Carneol, Porphyr und Dolomit.

Mittleres Rotliegendes, 20—175 m mächtig:
Rote Tone mit runden grünen Flecken („Pfennigstein" der Sachsen) und mit Dolomitbänken.

Unteres Rotliegendes bis 100 m mächtig:
Violette Sandsteine und Arkosen, Breccien und Konglomerate von Graniten, Porphyren und Gneisen mit Verwitterungsgrus und tonigem Bindemittel, selten verkieselte Hölzer (Araucarioxylon).

Im allgemeinen sind die schwarzwäldischen Gang- und Ergußgesteine älter als Rotliegendes. Ihre Abwitterungsfläche wird von den Bodenbreccien des Rotliegenden überlagert, die auch Brocken fast aller schwarzwäldischen Eruptiva enthalten. Es gibt im Schwarzwalde auf außerschweizerischem Gebiete noch einzelne Porphyre, welche bis in das mittlere Rotliegende eindringen. Sicher aber dringt kein einziger Gang des Schwarzwaldgebietes in die Trias. Die letztere liegt immer

ohne Kontaktmetamorphose entweder auf Rotliegendem oder auf Abwitterungsflächen der krystallinischen Silikatgesteine des Schwarzwaldes. Seit Ende Perm ist kein Eruptivgestein mehr im südlichen Randgebiete des Schwarzwaldes oder gar im Jura ausgebrochen. Alle Eruptivgesteine des Schwarzwaldes sind viel älter als die triassische und jurassische Meerbedeckung und somit gänzlich passiv zur Hebung des heute dastehenden Plateaugebirges Schwarzwald.

Die Fundstellen des Perm auf Schweizerboden sind folgende:

Roter Sand und Ton mit Quarz, Feldspatbrocken und Geröllen erschienen unter dem Buntsandstein 1869 und 1870 in 150 m Tiefe in einem Bohrloch bei Wallbach (Kt. Aargau). Der „Pfennigstein", roter Ton mit grünen linsenförmigen Flecken, steht am linken Rheinufer bei Säckingen unterhalb der Brücke an. Schon oben haben wir die Fundstelle Schäffigen linksrheinisch unterhalb Laufenburg erwähnt, wo von dem Rotliegenden nur wenige Meter sichtbar waren. Disler fand, daß verschiedene, früher für Buntsandstein-Röth gehaltene Aufschlüsse dem Rotliegenden zugerechnet werden müssen. Das Unterscheidungsmerkmal liegt in den eckigen, erbsen- bis nußgroßen Quarz- und Feldspatbrocken, die sich durch ihre helle Farbe deutlich aus der roten tonigen oder sandigen Grundmasse herausheben; sie kennzeichnen stets die obere Abteilung des Rotliegenden. Weitere Aufschlüsse sind: beide Rheinufer nahe unterhalb Rheinfelden (oberer Teil des Rotliegenden); beide Rheinufer bei Wallbach (mittlerer Teil des Rotliegenden) und von schweizerisch Wallbach bis Mumpf zum Ausgang des Fischingerbachtälchens mit Ziegeleigrube; Zeiningen am Fuße der Gehänge beiderseits des Dorfes; Maisprach am Fuß des rechtsseitigen Talgehänges. In Zeiningen und Maisprach wird das Rotliegende von der Karneolbank des Buntsandsteins überlagert; der untere Teil des Buntsandsteins fehlt.

Am besten kennen wir das Rotliegende auf Schweizerboden aus dem schon erwähnten Steinkohlenbohrloch im Weiherfeld unterhalb Rheinfelden. Dasselbe ergab bei ganz flacher Schichtlage:

Oberflächenhöhe 281 m ü. M.

Nr.	Mächtigkeit	Tiefe bis m	
1		12,9	Diluvialschotter, dann feinkörniger Röthsandstein
2	10,6	23,5	Weißer grober Buntsandstein mit Carneol
3	15,5	39,0	Hauptbuntsandstein
4	44,2	83,2	Grober roter toniger Sandstein mit eckigen hellen Quarz- und Feldspatbrocken und grünlichen Lagen, Einlagerungen von Gips
5	2,7	85,9	Grober unregelmäßiger Sandstein mit Drusen von Bitterspat
6	131,0	216,9	Rote feine Tone, oft mit grünen Flecken („Pfennigstein") und mit dünnen Gipslagen oder Gipsadern
7	45	261,9	Rote feine Tone mit einzelnen Kalkeinlagerungen
8	100,7	362,6	Bunte Tone mit Sandsteineinlagerungen, grobe Sandsteine, Breccien, Kalkstreifen
9	65,3	427,9	Grundgebirge Bohrlochende

In diesem Bohrloch sind Nr. 1,2 und 3 zum Buntsandstein zu rechnen. A. Müller nahm auch noch Nr. 4 dazu und war geneigt, Nr. 5 als Stellvertreter des Zechsteins aufzufassen. So ergab sich für ihn die Gesamtmächtigkeit des Perm auf 279 m.

Disler setzt auf Grundlage des Vergleichs der verschiedenen Aufschlüsse die Grenze von Buntsandstein oben und Rotliegendem unten zwischen Nr. 3 und 4 und kommt zu folgender Deutung des Bohrprofiles:

Nr. 4 und 5 = oberes Rotliegendes 47 m, Nr. 6 und 7 = mittleres Rotliegendes 176 m, Nr. 8 = unteres Rotliegendes 100 m, Gesamtmächtigkeit des Rotliegenden 325 m.

Im Jahre 1898 wurde 13 km weiter talaufwärts im Dorfe Mumpf eine Bohrung nach Steinkohle getrieben. Nach C. Schmidt begann das Bohrloch im mittleren Rotliegenden, 60 m unter der Grenze zwischen Buntsandstein und Rotliegendem. Bei 150 m Tiefe traf man die harten Sandsteine und Breccien. Noch im gleichen Gestein wurde bei 208 m die Bohrung eingestellt. Auch dies ergibt für das Rotliegende ca. 300 m.

Auf der badischen Seite des Rheines (Degerfelden, Säckingen, badisch Wallbach, Brennet, Dogern, Lörrach-Kandern) gibt es bessere natürliche Aufschlüsse, als auf der linken Rheinseite.

Wie in der Regel bei terrigenen transgressiven Ablagerungen ist das Perm auch am N-Rande des Jura — oder richtiger ausgedrückt am S-Fuß des Schwarzwaldes — von sehr wechselnder Stärke der Ausbildung. Es fehlt im östlichen Teil (Wutachgebiet, Waldshut) ganz oder fast ganz, oder ist nur durch wenige Meter vertreten (Schäffigen-Laufenburg); es kann aber auch auf über 300 m anschwellen. Es ist nur petrographisch, besonders durch den „Pfennigstein", der selbst noch in Oklahoma (U. S. A.) ein Kennzeichen des Perm ist (Ed. Blösch), und durch die dem Rotliegenden völlig entsprechenden Tone und Conglomerate, sowie durch seine Stellung zwischen Grundgebirge und Buntsandstein als Perm erweislich. Petrefakten sind keine gefunden worden. Für mich bleibt immer noch ein Zweifel bestehen, ob nicht ein Teil dieser Schichten anstatt Perm als unterer Buntsandstein gedeutet werden sollen, der sonst am Schwarzwaldsüdrande auch fehlt.

Über diesem Rotliegenden folgt, konkordant aufgelagert, der triassische Buntsandstein, bald mit Hauptbuntsandstein, bald erst mit dem Karneol-Horizont einsetzend. Der untere Teil des Rotliegenden dagegen geht stets in die autochthone Bodenbreccie, d. h. die in loco entstandenen Verwitterungsprodukte des schwarzwäldischen Grundgebirges über.

Die Kalisalzfrage der Schweiz.

Heutzutage kann man die Ausbildung des Perm nicht besprechen, ohne daß sich daran die Kalisalzfrage knüpft. In großer Ausdehnung gehen die Edelsalze im Zechstein (Oberperm) durch N-Deutschland, aber auch nach Mitteldeutschland und südlich ins Gebiet von Lothringen und Elsaß. Sollten sie sich nicht auch in der Schweiz finden?

Die südschwarzwäldischen und schweizerischen Perm-Vorkommnisse lassen keinen sicheren Zechstein erkennen. Jedenfalls ist er sehr reduziert. Auch der untere Buntsandstein fehlt. Meistens folgt auf Rotliegendem unmittelbar der Hauptbuntsandstein. Die den Kalisalzen entprechende Schichtgruppe setzt also hier aus. Lager und Stöcke von Anhydrit oder Gips, die doch die notwendigen Begleiter von allen Salzen sind und auch in Deutschland überall den Stein- und Kalisalzen unabänderlich treu bleiben, sind im Perm unseres Gebietes nirgends bekannt geworden. Einige Dolomitbänke können kaum als Salzbegleiter gedeutet werden, obschon der Dolomit

salzfreundlich ist. Spuren der echten Salzbegleiter fehlen nicht ganz: Durch das Bohrloch im Weiherfeld bei Rheinfelden ist das ganze Perm 279 m mächtig durchstochen worden. Gleich unter dem Buntsandstein erschien eine ca. 3 m mächtige Schicht aus breccienartigem Quarzsandstein mit weißem, feinkörnigem Bitterspat und blätterigem Gips. Der darunter folgende homogene rote Ton des „Pfennigstein" war „bis zur Tiefe von 740'" (d. i. 247 m von der Oberfläche und 155 m unter der Unterfläche des Buntsandsteines) „stellenweise unterbrochen durch Bänke derselben Masse, die aber mit Gipsschnüren und rundlichen Gipsbröckelchen durchdrungen waren". Im tieferen Teil des rotliegenden Tones wurden weiße Kalkbrocken und Kalkgehalt, aber kein Gips mehr notiert. Daß nun der Gips im oberen Teil des Perm Umlagerungs- und Auslaugungsreste von größeren Lagern bedeutet, ist ja sehr wahrscheinlich. Aber damit ist nicht gesagt, daß diese Lager von Salzen begleitet waren. Sollte trotz der sehr geringen Aussichten einmal eine Bohrung auf die Kalisalze des Zechsteins in der Schweiz gewagt werden, so würde sich dafür am besten das Gebiet der Scholle von Muttenz eignen. Das Salz wäre dort schon in einer Tiefe von 200 bis 300 m zu erwarten.

2. Die Steinkohlenfrage der Schweiz.

Abgesehen vom Perm (Oberkarbon) ist nirgends am Südrande des Schwarzwaldes eine Spur paläozoischer Gesteine gefunden worden. Im besonderen fehlt das wirkliche Karbon, das doch weiter nördlich im Schwarzwald in seinem älteren Teil auf der Zone Schönau-Bernau eine so ausgezeichnete W—E streichende, tief eingeklemmte Mulde bildet und sich in den Vogesen (Lure-Giromagny) wieder findet. Auch alle verständig und unverständig angelegten Bohrlöcher und Stollen, die Steinkohlen finden sollten, haben südlich des Schwarzwaldes negative Resultate ergeben (Fr. Mühlberg, Übersicht der Steinkohlenbohrversuche im Aargau, Mitt. Aarg. naturf. Ges. 1882). Es ist für Südschwarzwald und Nordschweiz völlig sicher: das oberste Paläozoikum, das Perm (Rotliegendes mit etwas ? Zechstein) greifen, gegen S fallend, diskordant über auf steil N fallend gefaltetem Gneis mit alten vorpermischen Gängen und Eruptivgesteinstöcken. Alles ältere Paläozoikum, also das ganze Karbon, Devon, Silur und Kambrium fehlen hier vollständig. Das alte gewaltige Schwarzwaldkettengebirge der Jungkarbonzeit ist mit samt seinen Karbonkämmen und Granitkernen und allem, was noch von älterem Paläozoikum darauf gelegen haben mochte, zur Ebene abgetragen worden bis in das Grundgebirge hinein. Die Permzeit hat aus dem Verwitterungsmaterial das Rotliegende, die Triaszeit durch regelmäßigere Wind- und Wasserschlemmung den Buntsandstein geschaffen. Erst gegen Schluß der Buntsandsteinzeit ist der ganze Gebirgsrumpf tiefer ins Meer versunken. Trias- und Jurazeit haben die Schwarzwaldregion mit dem Meer und seinen Absätzen mächtig bedeckt. Erst zur Kreide- und Tertiärzeit ist das jetzige Plateaugebirge aus dem Meer emporgestiegen und gegen Ende der Oligocänzeit durch einen großen Grabenbruch in zwei Hälften, Vogesen und Schwarzwald, getrennt worden. Produktives Steinkohlengebirge ist in einzelnen Resten erst westlich des Rheintalgrabens erhalten geblieben.

Die Steinkohlenfrage ist damit für die Schweiz noch nicht entschieden. Das obere, das produktive Karbon vom Vogesenfuß in Frankreich (Ronchamps) mag noch unter Pruntrut hineinziehen, wo es in etwa 1000 bis 1200 m Tiefe zu erwarten wäre. Die Erosion, welche vorpermisch vom Rücken und vom Südrande des Schwarzwaldes alles Paläozoikum weggenommen hat, kann stellenweise weiter südlich und westlich unter der jetzigen Bedeckung mit Trias und Jura in Mulden oder Gräben des Grundgebirges oder in flachen Relikten Karbon stehen gelassen haben. Die Bohrstelle Rheinfelden lag viel zu nahe dem Schwarzwald, wo man ja wußte, daß das Karbon fehlt. Ebenso ungeschickt gewählt waren die Bohrstellen von Wallbach und Leuggern oder gar von Zeiningen und Cornol. Je mehr man gegen Westen sich den französischen Kohlenvorkommnissen nähert oder zugleich gegen die Mitte der großen Molasse-Geosynklinale geht, desto eher kann in der Tiefe Karbon erhalten sein und desto eher ist auch denkbar, daß dasselbe produktiv sei. Es ist möglich, daß es überhaupt in der Muldenmitte stärker entwickelt ist. Wo Karbon in den Alpen wieder auftaucht, im autochthonen Aarmassiv (Tödi, Bristenstock, Lötschental usw.), ist es freilich wiederum sehr schwach und technisch fast unproduktiv, nur einige Zentimeter, im Lötschental bis höchstens 1 m Anthrazit enthaltend. Im Massiv der Aiguilles Rouges unter den Dents de Morcles sind Anthrazitflöze in Ausbeutung. In der Bernhard-Decke im Wallis ist das Karbon am kräftigsten entwickelt. Dort birgt es innerhalb über 1000 m von Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten 6 bis 15 Anthrazitflözchen von im Mittel einigen Zentimetern bis ausnahmsweise 1 m. Vielleicht handelt es sich dabei um Repetitionen der gleichen Flözchen durch Schuppung und Faltung. Nur kleinere und zeitweise Ausbeutungen sind an Stellen lokaler tektonischer Anhäufung („Poches") ertragreich. Auch hier: Verbesserung gegen SW. Durch die ganzen Alpen hindurch hätte eine Bohrung auf Steinkohlen nirgends einen Sinn. An den einen Stellen liegt das Karbon mitsamt seiner Geringwertigkeit sichtbar offen zu Tage, an andern, wo es nicht besser sein wird, tausende von Metern tief überdeckt. Wir können mit Bestimmtheit sagen: Kohlenausbeute ist nicht möglich im Rheintalgebiet und in der nördlichsten Jurazone östlich des Rheintalgrabens; sie kann in den Alpen etwas vermehrt, aber nie zu großer Bedeutung gesteigert werden; sie ist einzig noch weiter westlich im Jura oder SW unter dem Molasseland denkbar.

Eine weitere Schwierigkeit besteht in folgendem: Je weiter wir uns von Schwarzwald oder Vogesen südlich entfernen, desto tiefer liegt das Karbon, falls es überhaupt vorhanden ist. Aufgefaltet in den Jura-Antiklinalkernen dürfen wir es nicht erwarten, da die Faltenkerne wohl nur mit Salzton gefüllt sind und die Jurafaltung das Karbon nicht mitergriffen hat. Es hat keinen Sinn, gerade auf den Antiklinalen in Klusen des Jura, den Bohrer anzusetzen, denn das Karbon liegt unter der ziemlich ebenen Abscherungsfläche (vgl. Fig. 99) und deshalb unter Synklinalen nicht tiefer als unter Antiklinalen. Da das Karbon, wenn vorhanden, nur unter der Abscherungsfläche des gesamten Jura liegen kann, ist seine wahrscheinliche Tiefe für das ganze Juragebiet annähernd im voraus zu bestimmen. Sie nimmt wohl ziemlich regelmäßig gegen SE zu. Sie nimmt auch zu gegen SW, indem

in dieser Richtung die stratigraphische Mächtigkeit der gefalteten mesozoischen Sedimentdecke größer wird.

Die Tiefe setzt aber bald der Ausbeute eine Grenze, teils wegen der Zunahme der Abbau- und Förderkosten, teils wegen der dort zu erwartenden hohen Temperaturen (in 1000 m Tiefe ca. 35°, in 2000 m über 60°). In der Mitte des westlichen Molasselandes, wo das Vorhandensein produktiven Karbons etwa denkbar wäre, also unter Bern, Payerne, Yverdon, Lausanne, Genf, ist die Tiefe schon viel zu groß, um Ausbeute zu ermöglichen. Das Karbon wäre an solchen Orten erst in 1500—2500 m Tiefe zu erwarten. Zu der früheren Bedingung: so weit als möglich nach W, folgt hieraus noch die zweite: so weit als möglich nach N. Dies führt uns auf die Gegend von Pruntrut.

Die Aufgabe, die Kohlen unter dem Jura oder unter dem Molasselande zu suchen, kompliziert sich noch mit der Frage: welche Tektonik zeigt dort das unterliegende, nicht nach Jura-Art, sondern schon hercynisch gefaltete Gebirge? Beiderseits des Molasselandes, wo es in Schwarzwald und Alpen auftaucht, ist es intensiv hercynisch gefaltet, und das Karbon liegt in WE oder SW—NE streichenden schmalen Mulden eingeklemmt. Es kann unter dem Jura und Molasseland flach liegen; es kann aber auch dort ebenso gefaltet sein. Ist das letztere der Fall, so stellt sich das Problem nicht nur dahin, in die Tiefe zu bohren, in welcher unter der jurassischen Abscherungsfläche das Karbon folgen sollte, sondern im unterliegenden anders gefalteten Gebirge gleichzeitig eine Karbonmulde — nicht etwa einen Gneis- oder Granitrücken — zu treffen. Die Tektonik des unterliegenden Gebirges ist aber völlig verdeckt und unbekannt, und man ist im Falle von intensivem Faltenbau des Grundgebirges fast gänzlich dem Zufall ausgeliefert.

Unter allen Umständen sind die Aussichten für guten Erfolg viel zu gering, um einen solchen Bohrversuch als Spekulation empfehlen zu können. Vielmehr bleibt es mehr eine patriotische Pflicht, mit Bohruntersuchungen so weit zu gehen, bis man im schlimmen Fall mit zuverlässiger Begründung sagen kann: „Die Möglichkeiten sind erschöpft, es ist nichts mehr zu erwarten". Heute dürfen wir das noch nicht behaupten. Ich würde sehr gern noch einen Kohlenbohrversuch sehen bei Pruntrut bis ca. 1200 m Tiefe, eventuell zwischen Delsberg und Moutier. Weiter gegen W oder SW wird leider auch die Tiefe schon viel größer.

Heute, Dez. 1917, über 2 Jahre nachdem die obigen Zeilen geschrieben worden sind, ist auf Grundlage eines geologischen Gutachtens von C. Schmidt und Koby ein Bohrloch in Buix N Pruntrut, S Delle angesetzt worden. Wir dürfen denjenigen, die dies gewagt haben, dafür dankbar sein. Der Erfolg bleibt abzuwarten.

Das Mesozoikum des Juragebirges.

Wichtigste neuere stratigraphische Literatur, das jurassische Mesozoikum im ganzen betreffend:

1894—1915. Fr. Mühlberg in zahlreichen Publikationen, besonders: Livret-Guide, Kartenblätter 1 : 25000 (Spezialkarten Nr. 25, 31, 45, 67, 73 mit Erläuterungen Nr. 3, 4, 8, 13 u. 16), Der Boden des Aargaus, Festschrift Aarg. naturf. Ges. 1911.

1866. C. Mösch, Geologische Beschreibung des Aargauer Jura, „Beiträge" Lfg. IV.

1870. J. B. Greppin, Description géologique du Jura Bernois etc., „Beiträge" Lfg. VIII.

1874. C. Mösch, Der südliche Aargauer Jura und seine Umgebung, „Beiträge" Lfg. X.
1883. F. Schalch, Geologische Beschreibung der Kt. St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen, „Beiträge" Lfg. XIX.
1884. A. Müller, Geologische Skizze des Kt. Basel und der angrenzenden Gebiete, 2. Aufl. „Beiträge" Lfg. I. (1. Aufl. 1862.)
1898. L. Rollier, Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII, „Beiträge" Lfg. VIII n. F.
1901. A. Buxtorf, Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura, „Beiträge" Lfg. XI n. F.
1901. K. Strübin, Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie des Basler Tafeljura, speziell des Gebietes v. Blatt Kaiseraugst. Inaug.-Diss.
1905. A. Tobler, Tabellarische Zusammenstellung der Schichtenfolge in der Umgebung von Basel.
1907. C. Schmidt, A. Buxtorf, H. Preiswerk, Führer zu den Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen.
1908. A. Buxtorf, E. Künzli, L. Rollier, Geologische Beschreibung des Weißensteintunnels und seiner Umgebung, „Beiträge" Lfg. XXI n. F.
1911. E. Brändlin, Zur Geologie des nördlichen Aargauer Jura zwischen Aare- und Fricktal. Verhandl. naturf. Ges. Basel Bd. XXII Heft 1.
1912 u. 1916. F. Schalch, Erläuterungen zu Blatt Stühlingen Nr. 144 und Blatt Wiechs-Schaffhausen Nr. 145. Großh. Bad. geol. Landesanstalt.
1913. E. Kehlhofer, Gliederung des Deckengebirges der Umgebung von Schaffhausen. Beilage zum Jahresbericht Kantonsschule Schaffhausen auf Frühjahr 1913.

III. Die Trias des Juragebirges.

Wichtigste neuere stratigraphische Literatur, die Trias im besonderen betreffend:

1831. P. Merian, Geognostische Übersicht des südlichen Schwarzwaldes, Beiträge zur Geognosie Bd. 2 (klassisches und grundlegendes Werk).
1834. F. v. Alberti, Beitrag zu einer Monographie des Buntsandsteines, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Glieder zu einer Formation.
1854. A. Quiquerez, Sur le terrain keupérien supérieur dans la vallée de Bellerive près Delémont. Mitt. naturf. Ges. Bern.
1869. Ph. Platz, Das Steinsalzlager von Wylen, Verhandl. naturw. Verein Karlsruhe Heft 3 und 1873 ebenso Heft 6.
1873. F. Schalch, Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwalde. Inaug.-Diss.
1889. F. Mühlberg, Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse des Bözbergtunnels, des Hauensteintunnels, des projektierten Schafmattunnels und des Grenzgebietes zwischen Ketten- und Tafeljura überhaupt. Mitt. Aargauisch. naturf. Ges. Heft 5.
1903. F. Brombach, Beiträge zur Kenntnis der Trias am südwestlichen Schwarzwald, Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt Bd. IV Heft 4.
1903. F. Leuthardt, Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel, Abhandl. Schweiz. pal. Ges. Vol. 30 und 31.
1903. E. Philippi, Lethaea geognostica, II. Teil Trias Heft 1, Stuttgart.
1906. F. Schalch, Nachträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwalde. Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt Bd. V.
1909. J. H. Verloop, Die Salzlager der Nordschweiz. Inaug.-Diss. Basel.
1914. C. Disler, Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheines zwischen Rheinfelden und Augst. Verhandl. naturf. Ges. Basel Bd. XXV.
1916. F. Leuthardt, Die Flora der Keuperablagerungen im Basler Jura, kritisches Verzeichnis. Liestal.

Ferner vieles aus den schon unter „das jurassische Mesozoikum im ganzen betreffend" genannten Publikationen.

1. Vorkommen der Trias.

Die drei Triasfazies in der Schweiz, germanische Fazies im Juragebirge, a) nördliche oder Plateauzone der Triasaufschlüsse, b) Überschiebungszone des Kettenjura, c) Trias in den inneren Ketten. Im Tafeljura stratigraphisch vollständig, im Kettenjura Fehlen von Wellenbildung und Buntsandstein, Ursache hiervon.

In der Schweiz stoßen drei verschiedene Faziesgebiete der Trias zusammen. Zwei derselben sind in den Alpen dicht an- und übereinander geschoben.

Im N der Schweiz, im Juragebirge, erscheint die Trias in der typischen Dreiteiligkeit (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper), die ihr den Namen (Alberti) gegeben hat und die weit durch Deutschland reicht. Es ist die germanische Trias.

In den Alpen westlich des Rheines treffen wir auf eine sehr ausgeprägte, aber stark reduzierte, ebenfalls dreiteilige, aber fast fossilleere Entwicklung der Trias (Quarzitsandstein, Röthidolomit, Quartenschiefer). Wir nennen dies die helvetische Trias. Auch da liegt eine kalkige Bildung zwischen zwei terrigenen Ablagerungen.

In den Alpen östlich des Rheines und am S-Fuße sind die Triasbildungen mächtig. Die schwache, in der N-Schweiz und dem Alpengebiete westlich des Rheines terrigene oberste Abteilung wird, zusammen mit der mittleren, — dort zur gewaltigen marinen Entwicklung mit Kalksteinen und Dolomiten, reich an Gliederung, an Faziswechsel, an Fossilien und organogenen Gesteinen. Nur die untere Trias hat im ostalpinen Gebiete an Bedeutung nicht zugenommen und ist terrigen geblieben. Das ist die ostalpine Trias, die wohl allgemeinere normale marine Ausbildung dieses Schichtensystemes.

Im Juragebirge tritt die Trias durchgreifend in ausgezeichnet typischer germanischer Fazies auf. Die Dreiteilung ist ausgesprochen. Übergänge gegen S in die helvetische oder gegen E und SE in die ostalpine Fazies sind nirgends entblößt. Die mächtige Molasse hält den Zwischenraum auf 75 km Entfernung bedeckt.

Im Gebiete der N-Schweiz finden wir diese germanische Trias überall dem Grundgebirge oder dem Perm regelmäßig aufgelagert. Sie ist entblößt in drei Zonen, die 7 bis 13 km Abstand voneinander haben. Auf solche Entfernung ändert sich die stratigraphische Ausbildung noch nicht viel. Die Schichtgruppen lassen sich bis ins einzelne da wie dort in gleicher Weise erkennen. Nur wenige kleinere Unterabteilungen sind nicht in allen drei Zonen zu finden. Die stärksten Unterschiede betreffen bloß die Mächtigkeit.

a) Die nördliche Triaszone ist diejenige des Schwarzwaldfusses oder des Tafeljura. Sie zieht, im E durch die Wutach entblößt, vom nördlichen Kt. Schaffhausen nach Waldshut von NE nach SW und nachher dem Rhein entlang E—W von Waldshut bis Basel. Überall fallen die Schichten ziemlich sanft vom Schwarzwald ab oder bilden südlich des Rheines Plateauberge mit sanftem Südfall der Schichten in einer Art Fortsetzung des Schwarzwaldes. Sie werden von ungefähr S—N laufenden Brüchen durchsetzt und sind bei Basel durch den Schwarzwald-

randbruch flexurförmig in den „Rheintalgraben" versenkt. Auf dieser Zone ist die Trias oft recht breit entblößt. An der schmalsten Stelle nahe Laufenburg ist sie im Grundriß 2 km breit, von Bonndorf (Schwarzwald) zum Randen (Schafthausen) und gegen Basel am Dinkelberg ist sie 15 km breit bloßgelegt. Der ganze Verlauf ist hier relativ regelmäßig; die Schichtfolgen und ihre Mächtigkeiten sind ungestört und ziemlich gleichmäßig. Veränderungen von E nach W sind folgende: Das allerdings sehr schwache Rhät ist im W entwickelt, keilt gegen E aus; der Schilfsandstein nimmt von NE nach SW ab bis zum Verschwinden, und einige ähnliche andere Veränderungen kommen vor.

Dieser schwarzwäldischen Zone der nordschweizerischen Trias gehören von E nach W aufgezählt folgende, später oft zu nennende Lokalitäten an:

Beggingen-Schleitheim. Hier fällt die Trias von Bonndorf über Stühlingen ab und sticht SE der Wutach unter das Juraplateau des Schaffhauser-Randen. Das Erosionsfenster des Klettgau entblößt die Trias bei Hallau. Auf Schweizerboden setzt sie wieder ein bei Coblenz, Felsenau, Leibstatt, S Laufenburg, Kaisten, Eiken, Stein, Zuzgen, Rheinfelden, Augst, Prattelen, Muttenz, Neue Welt; nördlich des Rheines nahe Basel liegt die badische Lokalität Wylen und die schweizerische Riehen mit wichtigen Steinbrüchen.

In dieser ganzen Zone liegen zahlreiche Steinbrüche, die Bausteine aus dem Buntsandstein, dem Hauptmuschelkalk und auch aus den Keupersandsteinen (Schleitheim, Unter-Hallau, Trasadingen, Gansingen) gewinnen, andere, die Gips ausbeuten. Dazu kommt die Salzgewinnung. Während der Buntsandstein und der Hauptmuschelkalk mehr bewaldete Felsrippen bilden, zeichnen sich die Keuperflächen durch Fruchtbarkeit und guten Acker- und Wiesenbau aus.

b) Die mittlere Triaszone des Juragebirges. Das südliche Einfallen bringt die Trias vom Schwarzwaldfusse bald in unsichtbare Tiefe, und erst die gewaltige Auffaltung des Kettenjura führt sie nochmals zusammenhängend auf 67 km E—W Erstreckung zutage. Da ist es zunächst der bald schuppenartige, bald mehr in liegender Falte sich vollziehende Überstoß des Kettenjura, der in mehreren gehäuften Paketen die Trias hoch über das Tertiär des absinkenden Tafeljura gelegt hat. In dieser Region schwerer Schichtstörungen ist die Schichtlage stark gestört, oft repetiert, und die Mächtigkeiten sind durch die Dislokation verändert.

Dieser Überschiebungs- oder Aufbruchszone gehören in fast kontinuierlicher Reihe die später oft zu nennenden Triaslokalitäten an (von E nach W geordnet):

Ehrendingen und Baden an der Lägern, Birmensdorf an der Reuß, Habsburg zwischen Reuß und Aare, Schinznach, Densbüren, Benkenpaß, Kienberg, S Zeglingen, Wisen, S Läufelfingen, S Eptingen, Oberdorf, N Waldenburg, Liedertswil, Reigoldswil, Bretzwil, Zullwil. Dann läuft die nördlich überlegte Falte tiefer, so daß ihr Triaskern bei Bärswil untertaucht und bei Bellerive und S von Cornol nur auf kurze Strecken in Erosionsfenstern nochmals sichtbar wird.

c) Das Innere des Kettenjura, S des nördlichen Aufschiebungsrandes, weist uns in einigen durch Erosion geöffneten Antiklinalkernen, in Klusen, noch eine vielfach unterbrochene Zone triasischer Entblößungen unvollkommener Art auf.

Hierher gehören, von E nach W geordnet, die Lokalitäten:

Talheim, Staffelegg (N Aarau), NW von Trimbach—Horn—Fasiswald—E Langenbruck, Dürrberg—Sool. In der Raimeuxkette die Aufschlüsse: Ruchen? Roche, weiter nördlich Soubey und in der Weißensteinkette die Antiklinalzone nördlich Günsberg.

Kein Triasaufschluß im Plateaujura reicht westlich über den Meridian von Basel

hinaus; der westlichste im Kettenjura liegt S Cornol (E Pruntrut). Im Westjura der Schweiz bleibt die Trias verdeckt.

Zur Übersicht ist gleich noch folgendes hervorzuheben: Die Triaszone des Plateaujura der Schweiz (a) zeigt uns die ganze Trias von ihrer Auflagerung auf dem Perm bis an ihre Überlagerung mit Lias. Mit Ausnahme des „unteren Buntsandsteines" von Mitteldeutschland ist die germanische Trias hier vollständig entwickelt und sichtbar. Die kettengebirgischen Aufschlüsse von Trias dagegen beginnen erst über dem Steinsalz mit der oberen Hälfte der Anhydritgruppe. Der Steinsalzhorizont, die Wellenbildung und der Buntsandstein sind nirgends am Überstoß des Kettenjura auf den Plateaujura mit aufgeschoben worden. Auch keiner der tiefen, eine Antiklinalkette durchstechenden Juratunnel hat etwas tieferes angetroffen, als die Salztone und Gipse der Anhydritgruppe.

Im Schwarzwald beobachtet man deutlich, daß die Mächtigkeit des Buntsandsteines gegen S abnimmt. Es ist also denkbar, daß er zwischen der Entblößung am N-Rand des Plateaujura und dem Überschiebungsrand des Kettenjura stratigraphisch primär aufhört; von der Wellenbildung ist dies nicht zu erwarten. Die weichen Massen der Anhydritgruppe sind in den Antiklinalkernen des Kettenjura zusammengeknetet, gestaut und gehäuft. Ich schließe mich der Auffassung von Buxtorf an, wonach die plastischen Massen der Anhydritgruppe der Gleitbrei waren, auf welchem sich der Jura bewegte und faltete, während die festeren tieferen Gesteine von der Faltung nicht in dieser Art ergriffen worden sind. Der Jurafaltungsschub lag mehr in den oberen Schichten, die über die Unterlage bewegt worden sind. Das Fehlen von Aufschlüssen mit Buntsandstein und Wellenbildungen im Kettenjura bedeutet nicht eine stratigraphische Lücke und beruht auch nicht bloß auf unzureichender Denudation, sondern ist mechanisch-tektonisch bedingt. In diesem Falle ist es denkbar, daß in der Tiefe ziemlich eben Buntsandstein, Wellenbildung und auch Rotliegendes unter dem ganzen Juragebirge durchgehen.

2. Charakter der Trias.

Allgemeiner Charakter. Stratigraphische Tabelle, Eigentümlichkeiten im Gegensatz zum Jurasystem: a) Magnesium, b) Blei, c) Triaskohlen, d) terrigenes Material, e) Anhydrit, Gips, Salz, f) Bonebed, g) Buntfarbigkeit, h) Kiesel. Keine Diskordanzen, vollständige gleichförmige Schichtreihe. Eine Provinz Deutschlands.

Unsere nordschweizerische Trias ist im ganzen weder pelagisch noch tiefmeerisch. Im Buntsandsteine setzt sie mit Ufer- oder Lagunenabsätzen, mit Steppen- und Wüstenbildungen ein. Der nähere Nachweis dieser Entstehungsart des Buntsandsteins ist freilich auf Schweizerboden allein nicht überzeugend zu erbringen. Im Elsaß enthält der Buntsandstein eine Waldvegetation von, der Kaurifichte Neuseelands verwandten, großen Nadelbäumen, den Albertien. Die weiter nach oben folgenden Absätze mit ihrem Wechsel von Bonebed, bunten Mergeln, landpflanzenführenden Sandsteinen, Anhydrit, Gips, Salz, Kohlen lassen uns landflache Meerküsten mit wechselnden Lagunen oder Seichtmeer mit Ufernähe erraten. Nur im mittleren Teil werden solche Zustände vorübergehend durch zusammenhängendes Meer abgelöst, das den Hauptmuschelkalk abgesetzt hat.

An Stelle einer Beschreibung zahlreicher Schichtfolgen einzelner Stellen setzen wir hier gleich das ganze Bild der Stratigraphie der germanischen Trias in der N-Schweiz in Form einer Tabelle ein, die alles Wesentliche zusammengestellt enthält. Detaillierte Lokalprofile finden sich in manchen der oben zitierten Abhandlungen (Schalch, Strübin, Disler usw).

Die germanische Trias zeigt durchgreifende Eigentümlichkeiten, die auf ähnlich sich wiederholende Bildungsumstände während der Triaszeit schließen lassen und die zu der Beschaffenheit des nachfolgenden Jurasystems im Gegensatz stehen:

a) Reine Kalksteine sind selten; die Kalksteine und Mergel zeigen mehr oder weniger bedeutenden Magnesiumgehalt, sie sind dolomitisch, z. T. wirkliche Dolomite — bald dicht, bald oolitisch, bald zellig. Diese dolomitischen Gesteine treten in allen Abteilungen auf. Analysen vom Hauptmuschelkalk ergeben 60—75% $CaCO_3$ und 10—35% $MgCO_3$, vom Trigonodusdolomit im Aaretale 36% $MgCO_3$ (Normaldolomit). Darin liegt ein großer Unterschied gegenüber den Jurabildungen, wo echte Kalksteine die Regel, Dolomite seltene Ausnahmen sind.

b) Blei, besonders als Galenit in Körnern, eingesprengt im Dolomit und Dolomitmergel, daneben auch Kupfermineralien, erscheinen ebenfalls, wenn auch immer in geringen Mengen, gelegentlich von der Basis bis ans Dach hinauf, und zeichnen in bestimmten Gebieten oft einzelne dünne Horizonte wie ein Leitfossil aus. Galenit ist als Einsprengling vorhanden im Gipskeuper, im Trigonodusdolomit, Wellendolomit, Röth und Hauptbuntsandstein. Das Vorkommen von Bleierzen ist für die Trias noch über das germanische Faziesgebiet der Schweiz hinaus eigentümlich. Die Dolomite der ostalpinen Decken in Graubünden und am N-Rand der Ostalpen enthalten Bleierze, und auf denselben werden Bleigruben betrieben. Im Jurasystem gibt es nichts Ähnliches.

In der Trias des Juragebirges gesellen sich dazu Glaubersalz, Bittersalz, Fluorit, Baryt. Das bittersalzreiche Grundwasser aus Schächten im Keuper von Mülligen und bei Birmensdorf (Aargau) beiderseits der Reuß, da wo diese die Lägernkette quert, wird seit alter Zeit in den Apotheken als Purgiermittel gehalten.

c) Ein Drittes, was unsere Trias sehr auffallend vom Jurasystem unterscheidet, sind die Kohlen. Allerdings sind die Flöze technisch wertlos, weil viel zu schwach. Oft versuchte Ausbeute mußte immer wieder aufgegeben werden. Aber sie repetieren sich in mehreren Abteilungen des Keupers und an verschiedenen Orten. Es sind Pechkohlen, die etwa zwischen Braun- und Steinkohlen stehen, oder sie haben völlig die Beschaffenheit der Steinkohlen. Oft sind sie von pflanzenführenden Mergeln oder Tonen begleitet.

Keuperkohlen kennen wir aus dem Hauptsandsteinmergel, dem unteren bunten Mergel, dem Schilf- und dem Lettenkohlensandstein.

Die Vorkommnisse, wo solche Kohlen zu Ausbeutungsversuchen verleitet haben, sind folgende:

1. Keuperzug im aufgebrochenen überschobenen Kettenjura: Mapprach ob Zeglingen; Kohlennester im Keuper. Bretzwil; 6 bis 9 cm Steinkohle eingeschlossen in schwärzlichen, pflanzenreichen Mergeln, darunter Gips. Ausbeute 1821 (Merian, Beiträge zur Geognosie Bd. I, Basel 1821). Zullwilertal W Bretzwil (Bernoulli 1811). Bohrversuche hatten ein Steinkohlenflöz auf 5 km Länge verfolgt. 1796 wurde ein erster Stollen auf dasselbe getrieben; eine schöne „Pechkohle in Nestern mit Braunkohlenrinde" kam zum Vorschein. Die Aus-

beute mußte rasch wieder aufgegeben werden. Später wurden etwas östlich von dieser Stelle mehrere über 30 m tiefe neue Schächte gegraben. In geringer Tiefe in blauem Letten lag ein ganz schwaches erstes Kohlenflöz; bei 18 m Tiefe erschien ein Flöz von 63 cm Mächtigkeit. Das Dach war durch schiefrige bituminöse Letten mit viel schilfartigen Pflanzenabdrücken gebildet. Nur etwa $^1/_{10}$ des Flözes war reine brauchbare Kohle. Die Zwischenschichten waren voll von Würfeln und Dodecaedern von Pyrit. Unter dem Flöz folgen ca. 4 m Letten; darunter wurden über 20 m Gips durchbohrt. Bernoulli vermutete damals, das Flöz werde gegen E mächtiger und empfahl staatliche Ausbeute. Selbstverständlich ist jede Ausbeute längst aufgegeben.

Cornol zwischen Pruntrut und Delsberg. In Cornol ist dreimal gebohrt worden. Zuerst 1829 bis 1835 auf Salz. In 330 m Tiefe stieß man unter dem Muschelkalk wieder auf Oxfordton mit Petrefakten (Thurmann, Berner Mitt. 1851). Südlich des Ortes wurde 1873 in den Keupermergeln des überliegenden Antiklinalaufbruches mit 28 m tiefem Schacht und unten Stollen, 19 m nach N, nach Keuperkohlen gegraben. „Geleitet von der Wünschelrute" fand dort Thurberg „einige dünne pyritreiche Lignitbändchen" vor. 1888 wurde abermals nutzlos bei Cornol durch eine Züricher Gesellschaft gebohrt. Damals bestand die Meinung, daß man, unter den Keuper hinabgehend, dort die Steinkohlenformation leicht erreichen würde. Man beachtete nicht, daß man das Borloch im überfalteten Gebiete angesetzt hatte. Man stellte die Bohrung ein, als man nach dem Durchbohren der ganzen Trias wieder in Oxfordschichten geraten war. (Ducret, „Peut-on trouver de la houille à Cornol", Actes de la Soc. Jurassienne d'Emulation 1873 und Koby, gleicher Titel 1889.)

Am Weißenstein ist am Fuße des östlichen Absturzes der Rötifluh im Keuper am mittleren Balmberg ein Stollen zur Kohlenausbeute getrieben worden. Die Kohle wurde gefunden, hatte aber zu großen Tongehalt und war zu wenig mächtig (Lang, Geologische Skizze von Solothurn, 1863).

2. Im Plateaujura ist bei Rickenbach und an der Moderhalde-Prattelen (Baselland), in Zeiningen (Aargau), in Gauchach und im Wutachtal (Kt. Schaffhausen) Kohlenspuren im Keuper nachgegraben worden. Bei Schambelen an der Reuß sind Wirbeltiere zusammen mit Spuren von „Lettenkohlen" gefunden worden.

Nach dem Charakter aller dieser Vorkommnisse und der Schichten des Triassystemes versteht es sich ganz von selbst, daß auf Kohlen von technischer Bedeutung aus unserer Trias zu verzichten ist.

d) Im Juragebirge besteht ein gewaltiger Unterschied der Trias gegenüber dem Jurasystem in den viel reichlicheren Beimengungen von terrigenem Material. Sandige Gesteine und Sandsteine treten mit Ausnahme des Hauptmuschelkalkes in allen Abteilungen massenhaft auf, im Jurasystem fast nirgends.

e) Anhydrit, Gips und Salz haben ja ursprünglich der Trias den Namen der Salzformation gegeben. Besonders der Gips tritt in mehreren Horizonten der germanischen Trias auf. In unserem Lande gehören ebenso bedeutende Lager verschiedenen Teilen des Keupers wie dem mittleren Muschelkalke an. Im Keuper ist es meistens Gips, im Muschelkalke in der Tiefe meistens Anhydrit. Das Jurasystem unseres Landes hat keinen Anhydrit, kein Salz und keinen Gips, mit Ausnahme seines obersten Abschlusses (Purbeck).

f) Eine weitere Eigentümlichkeit der Trias sind die Bonebed-Lager. Wir verstehen darunter wenig mächtige einzelne Schichten, die größtenteils aus zusammengeschwemmten Wirbeltierresten bestehen oder doch solche reichlich enthalten. Knochenstücke, Zähne, Schuppen, Coprolithen, Phosphatkonkretionen, Glauconit sind in einer mergeligen Grundmasse zusammengebettet. Solche Knochenlager oder „bone-beds" finden sich in verschiedenen Gegenden und in den verschiedensten Schichtsystemen. In unserem Lande kenne ich sie nur aus der Trias. Hier aber

Stratigraphische Tabelle der Trias im schweizerischen Juragebirge.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Serie	Unterabteilungen (Stufen)	mächtig m	Gliederung	mächtig m	Gesteine	Fossilien	Notizen über Vorkommnisse im Juraland: Tafeljura	Notizen über Vorkommnisse im Juraland: Kettenjura
Keuper 20 bis 180 m Gebiet Säckingen - Basel 80 m	Rhät	2—7	Sandstein, Kalkmergelbreccien, Bonebed		Weiße glasige Sandsteine mit schwarzen Mergeln, Bonebed	Myophoria postera, Cardita austriaca, Modiola minuta Avicula contorta	Fehlt im Osten Schwarzwald, Randen, Aargau (einziges Vorkommnis im Osten oberhalb Hallau (Schalch), Bonebed); ist konstant vorhanden im Westen, Basler- und Bernerjura	
	Bunter Keuper	60—150	Zanclodon-Knollenmergel	3—15	Violette graue und grüne Mergel Zellendolomit	Belodon Plieningeri H. v. Mey. (Gresslyosaurus)	$2^1/_2$ m im Basler Jura, Niederschöntal mit Gresslyosaurus ingens	Bis 16 m im Bernerjura
			Stubensandstein	0—3	Arkosenartiger heller Sandstein, bis konglomeratisch	Equisetum	Randengebiet, fehlt westlich und südlich	
			Obere bunte Mergel	3—25	Bunte, z. T. dolomitische Mergel, Gips		Gegen Süd zunehmend	Weißensteintunnel, Cornol Soubey, Hauteroche
			Hauptsteinmergel	1/2—15	Bunte Mergel und Dolomite Anthraconit, Baryt, Gansinger Dolomit	Avicula Gansingensis Myophoria vestita	3 m bei Gansingen (Aargau) Saurierreste bei Pratteln	
			Untere bunte Mergel	0—11	Bunte Mergel mit Dolomit und Sandstein, Lignite	Pflanzen Estherien		
			Schilfsandstein	0—23 (15)	Sandstein, bunt, Bonebed Mergel, bunt Kohlenschmitzen Brecciose Basisbank Pyrit, Diagonalschichtung häufig	Equisetum arenaceum Jaeg. Equisetum columnare Brogn. Merianopteris augusta Heer Danaeopsis marantacea Strnbg. Pterophyllum Jaegeri u. longif. Mastodonsaurus Jaegeri Alb.	Schleitheim—Hallau—Wegenstetten Pflanzenschichten von „Neue Welt" bei Basel Pratteln, Grenzach, Hemmiken Kohlen: Rickenbach b. Gelterkinden Ittental, Oberhofen	Staffelegg mit Equisetum, Zone von Eptingen Pflanzen von Paßwang, Waldenburg, Titterten Kohlen: Beglingen, Bretzwil, Zullwil
			Gipskeuper	40—80	Bunte Mergel mit Gips, oft konkretionär, oolithischer und zelliger Dolomit Bonebed Galenit, Glaubersalz, Bittersalz Pseudomorphosen nach NaCl	Myoconcha gastrochaena, Gervillia, Lingula, Estheria. Bank von Pseudocorbula keuperina Bactryllium canaliculatum	Schleitheim, Rietheim, Reuental, Schwaderloch	Gipsgruben von Ehrendingen (Lägern), Birmensdorf, Habsburg, Staffelegg, Benken, N Solothurn, Cornol
	Lettenkohlenkeuper	1—14	Grenzdolomit	1—4	Dolomit zellig, Bonebed	Lingula tenuissima Myophoria Goldfussi Gervillia substriata Cardinia brevis Estheria minuta Fischschuppen, Saurierzähne Pterophyllum Jaegeri Equisetum arenaceum	Randen, Beggingen—Schleitheim Bonndorf, Fützen, Degerfelden Tempelhof bei Augst usw. usw. Im NE nur 1—2 m, im SW stärker, die beiden unteren Abt. gegen den Randen fehlend	Schambelen, Habsburg, S Eingang Bötzbergtunnel, Benkenpaß N Aarau, Eptingen, Günsberg, Paßwang, Läufelfingen, Reigoldswil, Waldenburg
			Lettenkohlensandstein	1—6	Sandige Dolomite und Mergel Schieferig, Bonebed Kohlenlagen			
			Unterer Lettenkohlendolomit	0,4—2	Glaukonitisch, Dolomit, Bonebed			
Muschelkalk 100 bis 250 m Baselland 190 m	Hauptmuschelkalk Bohrloch Koblenz . . . 57,5 m Bohrloch Rheinfelden . . 42,8 m Bohrloch Kaiseraugst . . 46,6 m Bohrloch Schweizerhall . 53,7 m Hauensteintunnel . . . 30—35 m	40—60 und mehr Basel 65	Trigonodusdolomit (Bohrloch Schweizerhall 26,4 m)	4—27	Poröser krystalliner und oolithischer Dolomit mit Chalcedon und Flint, Bonebed PbS, Ag, Bitterspat, Limonit	Pecten discites, Myophoria Goldfussi, M. elegans, M. vulgaris, M. rotunda Arca triasana, Gervillia costata u. subcostata, Trigonodus Sandbergi, Natica gregaria	Beggingen, Schleitheim, Plateau S Rhein von Aare bis Rheinfelden Bettingen, Grenzach, Wylen Laufenburg u. Eiken: Chalcedonfossilien Wutachtal: Pb und Ag-Gruben	Schambelen Benkenpaß mit Galenit Hauenstein 20 m
			Ceratitenkalk (Nodosuskalk)	20—25	Gut geschichtete rauchgraue Kalke, dicht — oolithisch — krystallin Silexkonkretionen im mittleren Niveau, Fleckenkalk unten	Pect. discites, P. laevigatus, Myoph. elegans, M. laevigata, Terebr. vulgaris, Lima striata, Ceratites nodosus, Nautilus bidorsatus, Gervill. soc. Notosaurus	Überall weit verbreitet zahlreiche Steinbrüche in den Plateaubergen S Rhein-Aare bis Rheinfelden	Nördl. Aarau, Triasüberschiebungszone, bei Läufelfingen mit Ceratites compressus und Münsteri
			Trochitenkalk (Encrinitenkalk)	25—45	Hellgraue Kalkbänke oft oolithisch, dolomitisch, einzelne Bänke ganz aus Encrinusstielgliedern gebildet	Pect. discites, P. laevigatus, Terebr. vulgaris, Lima striata, Encrinus liliiformis, Myoph. laevigata, Hinnites Schloth.	Schleitheim—Thiengen—Felsenau (3 Encrinusbänke), Eiken, Frick, Rheinfelden, Bettingen, Grenzach usw. überall verbreitet	In der ganzen Triasüberfaltungszone am Hauenstein mit Rhizocorallium, bei Läufelfingen mit Ceratites compressus Kreuzhalde linkes Reußbord zwischen Mülligen und Brugg
	Anhydritgruppe Mächtigkeit in Bohrlöchern Schleitheim . . . . 132 m Koblenz . . . . . 87,22 m Felsenau . . . . . 132 m Rheinfelden . . . . 78,06 m Wylen . . . . . 67,2 m Kaiseraugst . . . . 91,44 m Kaiseraugst . . . . 126,3 m	30—132 (100) Salinen 80	Dolomit und Mergel Zellendolomit	8—25	Dolomitmergel mit Feuerstein, Chalcedon und schwarzer Hornstein, Zellendolomit	Holopella Schlotheimi?	Gipsgruben: Schleitheim — Stühlingen, Schwaderloch, E Waldshut	
			Oberer Muschelkalk-Gips ca. 40 m, Salz bis 30 m Unterer Muschelkalk-Gips	20—100	Mergel, Dolomit, Anhydrit, Gips, Ton, Hornstein Steinsalz meistens in zwei Schichten mit Salzton, Anhydrit, Gips Anhydrit, Gips, Dolomit Stinkmergel, Ton, Hornstein	fast fossilleer Lima lineata	5 bis 30 m Steinsalz der Rheinsalinen Schweizerhall, Augst, Rheinfelden, Ryburg, Koblenz, Rietheim, Zurzach Steinöl in Grüttgraben b. Rheinfelden	Gipsgruben Läufelfingen mit 12 m Salzton u. Mergel, 40 m Gips u. Anhydrit. Wysen, Reigoldswil, Lidertswil, Oberdorf, Zeglingen, Zullwil
	Wellenbildung gelb und grau kalkigmergelig mit vielen Fossilien	30—60 meist 40	Wellenmergel (Orbicularismergel)	9—15	Bituminöse Mergel mit dünnplattigen dolomitischen Kalken	Myophoria orbicularis u. vulgaris Lima radiata, Gervillia costata	Schwaderloch, Etzgen, Laufenburg, Eiken, Stein, Zuzgen, Augst	
			Wellenkalk	27	Spiriferinabank Knollige Mergel und Kalkbänke Wulstbank, ripple-marks	Spiriferina fragilis u. hirsuta, Dentalium torquatum, Retzia trigonella, Lima lineata u. striata, Gerv. socialis, Pect. laevigatus u. discites, Nautilus bidorsatus, Alectr. spondyloides, Pseudocorbula gregaria etc. etc., Myoph cardissoides	Rheinufer, Rheinfelden—Kaiseraugst	Nirgends sichtbar Nicht bis zur Oberfläche aufgefaltet
			Wellendolomit	6	Dolomitische Mergel und Kalke Echinodermenbank, Dolomit Bleiglanz, Silex, Pyrit	Terebratula vulgaris Pentacrinus dubius, Cidaris grandaeva. Terquemia		
Buntsandstein 10 bis 200 m Schleitheim 11 m, Baselland 70 m	Bunt, vorherrschend rot, meist fossilleer		Röth oder Voltziensandstein	10—25	Bunte meist rote Tone mit feinkörnigen Sandsteinen „Plattensandstein" Kupfererze, Gipsadern	Equisetum arenaceum Voltzia heterophylla	Viele verlassene Bausteinbrüche dem Rhein entlang; gegen NE (Wutachgeb.) stark reduziert	
			Zwischenschichten (Carneolhorizont)	3—10—20	Undeutlich geschichtete dunkelviolette und weiße Sandsteine, Kupfererze und Manganerze, viel Karneoleinlagerungen und verkieselte Knollen	Palaeoniscus, Semionotus, Fährten von Chirotherium, Sclerosaurus armatus H. v. Mey. Labyrinthodon Rütimeyeri, Basileosaurus Freyi Mer., Calamites arenaceus Brogn.	In Zeiningen sehr dicke Karneolbänke Vielfach in den Rheinborden	Im Kettenjura nirgends an der Oberfläche auftauchend, auch in keinem Gewölbekern, in keinem Tunnel angetroffen
			Hauptbuntsandstein (Vogesensandstein)	0—10—30	Mühlsteinbänke Gelegentlich: Kupfererze, Fluorit, Baryt, Galenit Grob bis mittelkörniger, diagonalschichtiger Sandstein (Baustein) „Hauptkonglomerat" m. Kantergeschieben	Equisetum Mougeoti Br. bei Rheinfelden	Mühlsteine Waldshut. Steinbrüche Fehlt bei Zeiningen, Meisprach, Dogern usw., nimmt auch gegen E und NE stark ab	
			Unterer Buntsandstein				Diskordanztransgression auf krystallinem Grundgebirge oder Konkordanztransgression auf Perm (Rothliegendem)	
Perm	200—350 m		Rothliegendes		Arkosen, Tone Sandsteine, Breccien	Keine Fossilien	Fehlt am Südrande des Schwarzwaldes und in der Schweiz (oder im „Perm" enthalten?) Dem Rhein entlang von Laufenburg bis über Rheinfelden	? Nicht aufgefaltet

treten sie in verschiedenen Horizonten auf: im Trigonodus-Dolomit, in allen drei Horizonten der Lettenkohle, im Gipskeuper und im Rhät; sie greifen an wenigen Stellen noch in den untersten Lias hinein.

g) Bunte Mergel und bunte Sandsteine erscheinen massenhaft. Rot, oft dunkel blutrot, und violette Farben sind am häufigsten; sie wechseln ab mit weiß, grün, gelb, grau. Zwischen grünen und roten Mergeln stechen gelbe Dolomite, weiße und rosarote Gipse heraus. Der Kiesel erscheint bald als roter Carneol, bald als milchweißer Chalcedon, bald als schwarzer Lydit. Selbst innerhalb der gleichen Schichten kann fleckiger oder streifiger Farbwechsel vorhanden sein. Diese Buntfarbigkeit reicht von der Sohle bis zum Dach der Trias. Am stärksten ist sie in den Abteilungen der terrigenen Gesteine. Eine solche Buntfarbigkeit weist der Jura nirgends auf, da schwanken die Farben fast nur zwischen weiß, gelb, braun, grau.

h) Die massenhaften Silex-Bildungen, die meist in schichtig angeordneten Konkretionen, seltener in zusammenhängenden dünnen Lagen vorkommen, sind viel häufiger und haben einen etwas anderen Charakter als die jurassischen. Chalcedon und Carneol sind so gewöhnlich wie die Feuersteine. Feuersteine, Carneol, Chalcedon finden sich in unserer Trias im Buntsandstein, in der Anhydritgruppe, im Trigonodusdolomit, Ceratitenkalk und im Rhät.

Dagegen fehlen der Trias unseres Gebiets die massigen Korallenkalke; ebenso fehlen fast ganz die dichten oder oolithischen, magnesiumfreien Kalksteine und die Eisenoolithe.

Die genannten Eigentümlichkeiten der Trias des Juragebirges zeigen sich noch durchgreifender, wenn man den Blick auf die Trias von ganz Deutschland ausdehnt. Die Salz- und Gipshorizonte, die Kohlen, die Bonebed-Horizonte, die bunten Mergel und Sandsteine usw. mehren sich dann noch stärker und beweisen noch deutlicher, daß diese Eigenschaften zum Charakter der germanischen Trias gehören. Dieser Charakter muß begründet sein in den damals lange ähnlich andauernden und immer wieder repetiert sich einstellenden Bildungsbedingungen in chemischer, physikalischer und teilweise auch in organischer Richtung. Die vielen Eruptionen der Permzeit und die nun eintretende Verwitterung und Abspülung ihrer Produkte ist vielleicht dabei wesentlich beteiligt. Freilich sind wir noch nicht in der Lage, erklären zu können, warum z. B. damals so viel Magnesium absatzbereit war, warum Galenit sich immer wieder bilden mußte und warum später nicht mehr.

Innerhalb der ganzen Triasformation unseres Gebietes sind keine Diskordanzen, keine Erosionen mit nachheriger Transgression gefunden worden. In horizontaler Richtung sind auch keine starken Fazieswechsel vorhanden. Die zeitlich sich folgenden Fazieswechsel beherrschen jeweilen das ganze Gebiet in der gleichen Schichtstufe. Der einzige starkere Horizontalwechsel bezieht sich auf die Mächtigkeit der Ablagerungen. Alles liegt in kontinuierlicher, ungestorter Schichtfolge übereinander. Dies ist um so auffallender, als es sich um Land-, Lagunen-, Ufer- und Seichtmeerbildungen handelt. Überall setzt an der Basis der Hauptbuntsandstein oder, wenn er fehlt, der Carneol-Horizont der Zwischenschichten in Diskordanztransgression auf dem Grundgebirge oder in Paralleltransgression auf dem Rotliegenden ein. Überall im Plateaugebiet treffen wir auch die oberste Triasschicht als Dach

treten sie in verschiedenen Horizonten auf: im Trigonodus-Dolomit, in allen drei Horizonten der Lettenkohle, im Gipskeuper und im Rhät; sie greifen an wenigen Stellen noch in den untersten Lias hinein.

g) Bunte Mergel und bunte Sandsteine erscheinen massenhaft. Rot, oft dunkel blutrot, und violette Farben sind am häufigsten; sie wechseln ab mit weiß, grün, gelb, grau. Zwischen grünen und roten Mergeln stechen gelbe Dolomite, weiße und rosarote Gipse heraus. Der Kiesel erscheint bald als roter Carneol, bald als milchweißer Chalcedon, bald als schwarzer Lydit. Selbst innerhalb der gleichen Schichten kann fleckiger oder streifiger Farbwechsel vorhanden sein. Diese Buntfarbigkeit reicht von der Sohle bis zum Dach der Trias. Am stärksten ist sie in den Abteilungen der terrigenen Gesteine. Eine solche Buntfarbigkeit weist der Jura nirgends auf, da schwanken die Farben fast nur zwischen weiß, gelb, braun, grau.

h) Die massenhaften Silex-Bildungen, die meist in schichtig angeordneten Konkretionen, seltener in zusammenhängenden dünnen Lagen vorkommen, sind viel häufiger und haben einen etwas anderen Charakter als die jurassischen. Chalcedon und Carneol sind so gewöhnlich wie die Feuersteine. Feuersteine, Carneol, Chalcedon finden sich in unserer Trias im Buntsandstein, in der Anhydritgruppe, im Trigonodusdolomit, Ceratitenkalk und im Rhät.

Dagegen fehlen der Trias unseres Gebiets die massigen Korallenkalke; ebenso fehlen fast ganz die dichten oder oolithischen, magnesiumfreien Kalksteine und die Eisenoolithe.

Die genannten Eigentümlichkeiten der Trias des Juragebirges zeigen sich noch durchgreifender, wenn man den Blick auf die Trias von ganz Deutschland ausdehnt. Die Salz- und Gipshorizonte, die Kohlen, die Bonebed-Horizonte, die bunten Mergel und Sandsteine usw. mehren sich dann noch stärker und beweisen noch deutlicher, daß diese Eigenschaften zum Charakter der germanischen Trias gehören. Dieser Charakter muß begründet sein in den damals lange ähnlich andauernden und immer wieder repetiert sich einstellenden Bildungsbedingungen in chemischer, physikalischer und teilweise auch in organischer Richtung. Die vielen Eruptionen der Permzeit und die nun eintretende Verwitterung und Abspülung ihrer Produkte ist vielleicht dabei wesentlich beteiligt. Freilich sind wir noch nicht in der Lage, erklären zu können, warum z. B. damals so viel Magnesium absatzbereit war, warum Galenit sich immer wieder bilden mußte und warum später nicht mehr.

Innerhalb der ganzen Triasformation unseres Gebietes sind keine Diskordanzen, keine Erosionen mit nachheriger Transgression gefunden worden. In horizontaler Richtung sind auch keine starken Fazieswechsel vorhanden. Die zeitlich sich folgenden Fazieswechsel beherrschen jeweilen das ganze Gebiet in der gleichen Schichtstufe. Der einzige stärkere Horizontalwechsel bezieht sich auf die Mächtigkeit der Ablagerungen. Alles liegt in kontinuierlicher, ungestörter Schichtfolge übereinander. Dies ist um so auffallender, als es sich um Land-, Lagunen-, Ufer- und Seichtmeerbildungen handelt. Überall setzt an der Basis der Hauptbuntsandstein oder, wenn er fehlt, der Carneol-Horizont der Zwischenschichten in Diskordanztransgression auf dem Grundgebirge oder in Paralleltransgression auf dem Rotliegenden ein. Überall im Plateaugebiet treffen wir auch die oberste Triasschicht als Dach

der ganzen Trias und die unterste Liasschicht konkordant darüber — im Osten direkt aufliegend, im Westen mit eingeschaltetem Rhät. Die germanische Trias schließt also oben durchweg mit ihren obersten Schichten vollständig und ganz ab; es gab keine direkt darauffolgende Erosionszeit. Wir werden später sehen, daß der Jura nach oben ganz anders — mit Erosionsfläche — endigt.

In der Trias nimmt die N-Schweiz keine Sonderstellung ein wie in der Molasse. Die N-Schweiz ist in der Triaszeit eine Provinz von Deutschland gewesen. Die zahlreichen Abbildungen und Beschreibungen von Petrefakten aus der germanischen Trias, wie sie in allen deutschen, französischen und englischen Lehrbüchern der

Fig. 72.

Encrinus Carnalli Beyr. aus dem Steinbruch Thiengen bei Waldshut, in der Sammlung Zürich.

Geologie, im besondern in Handbüchern der Paläontologie und der Stratigraphie gegeben sind, gelten auch für die schweizerische Trias und ihre Fossilien. Wir brauchen deshalb die Fossilien weder näher zu beschreiben noch abzubilden. Wie in Deutschland, so finden sich auch hier die Terebratula vulgaris, die Gervillien, die Retzien oft massenhaft in einzelnen Schichten. Die Schichtoberflächen sind häufig mit solchen Versteinerungen dicht besetzt. Korallen sind selten. Während die Seeigel fast fehlen, erscheinen eigentlich gesteinsbildend fast nur die Seelilien, insbesonders Encrinus liliiformis und Verwandte. Besonders viele schöne Seelilienkelche hat der Steinbruch von Thiengen bei Waldshut geliefert (Fig. 72). Wie in der deutschen Trias, so finden wir auch hier als Vertreter der Cephalopoden in wenigen Arten fast nur die Ceratidier mit normal aufgerollten Schalen; die angustisellaten Ammoniten-Gattungen fehlen noch ganz. Unser Triasmeer hatte also keinen Zu-

sammenhang mit dem Gebiete der Ostalpen. Dieselben Land- und Südwasserpflanzen die wir im schweizerischen Keuper finden, sind auch im deutschen Keuper vorhanden.

3. Notizen über einige interessante Trias-Lokalitäten.

Ehrendingen Lägern („Beiträge", Spezialkarte Nr. 25 von Fr. Mühlberg). Einer der schönsten Aufschlüsse im Keuper ist der östlichste des Kettenjura, die Gipsgruben von Ehrendingen im Kern der Lägernkette, 1 Stunde von Baden. Der Gipskeuper von Ehrendingen zeigt sich hier

Fig. 73.
Kern des Lägerngewölbes E Baden, bunte Keupermergel und Gipsschichten gefaltet.
8. IV. 1893 phot. Leo Wehrli und Max Stephani.

in 3 kleinere Gewölbe zusammengepreßt. Bunte Mergel, Dolomite, Gips machen alle harmonisch diese Faltung mit. Der Radius der kleinsten Biegung beträgt immerhin noch wenigstens einige Meter. Der Gips selbst kommt an dieser Stelle in zwei Formen vor. Der primäre Gips ist dicht, schneeweiß bis rötlich und rosarot und stets stark konkretionär. Die Konkretionen im grünlichen Mergel sind gehäuft und verwachsen zu knolligen Lagen, und die dickeren Gipsschichten haben konkretionär knollige Grenzflächen. Außerdem ist der Mergel der begleitenden Mergelschichten von massenhaften Rissen durchsetzt, die alle durch Lateralsekretion mit seideglänzendem weißem, sekundärem Fasergips erfüllt sind. (In Fig. 73 nicht sichtbar, weil zu klein.) An manchen steilen Wänden ist der Mergel herausgebröckelt und dann ein zellenbildendes Netzwerk der Gipsadern stehen geblieben. Fast alle Platten von Sekretionsgips lassen das sukzessive Wachstum

vom Rand gegen die Mitte und eine mergelige Mittellinie als Naht erkennen, wo die von beiden Seiten wachsenden Gipsfasern zum Spaltenschluß zusammengestoßen sind. Bei flach oder schief liegenden Adern sind stets die Bodenschichten der Sekretion — in ihrer Bildung durch die Schwere begünstigt — stärker als die Dachschichten. Außerdem sind bei fast allen Gipsaderplatten die Fasern (wie Fig. 74 zeigt) schief gebogen gestellt. Bei genauerem Studium an Ort und Stelle kommt man sofort zur Überzeugung, daß periodische scherende Bewegungen der Gesteinsmassen während des Zuwachsens der Spalte diese Schiefstellung erzeugt haben. Dabei sind in der Regel die Gipsfasern beiderseits der Mittelnaht am stärksten geschleppt, während sie auf den beidseitigen Aderrändern steil stehen. Bei den Fasergipsadern, die auf Schichtfugen verlaufen, sind die Fasern an den Umbiegungsstellen der Falten senkrecht zur Schichtfläche, an den Schenkeln stark schief gestellt. Oft sind sie in Absätzen, oft in kontinuierlicher Krümmung gebogen.

Benkenpaß. Ganz anderer Natur ist eine kleine, enge Fältelung von dünnen Gipsschichten mit Tonzwischenlagen, die aus den Gipsbrüchen am Benken (Paß nördlich Aarau) beschrieben wird. Vom Benken liegen mir Photographien vor, die F. Mühlberg 1889 aufgenommen hat. Aus denselben ersehe ich: 1. Ein Komplex fein gefältelter Schichtchen ist an Sohle und Dach

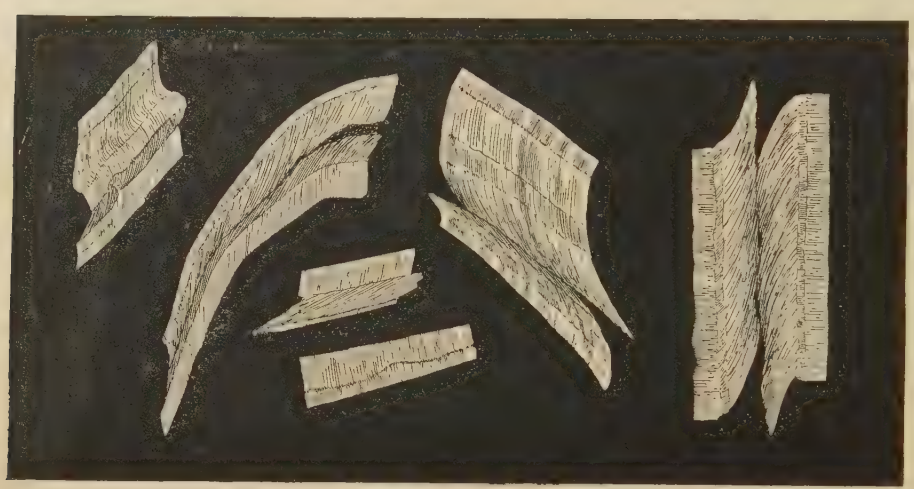


Fig. 74.

Querbruchstücke von Sekretionsadern von Fasergips, Keupergipsgrube Ehrendingen bei Baden (natürliche Größe).

eingeschlossen von Lagen eines ebenschichtigen, nicht gefältelten Gipses, wie Mühlberg schon hervorhebt. 2. Innerhalb des eng gefältelten Komplexes erkennt man, daß die kleinen krausen Fältchen der verschiedenen Schichtchen sich nur teilweise aneinander harmonisch anschmiegen, vielfach in den Kleinfältchen eine gewisse Unabhängigkeit voneinander erkennen lassen. 3. Man sieht deutlich, daß nicht selten Schenkel der kleinen Fältchen dicker als die Umbiegungsstellen und letztere oft fast durchgeknickt sind. Diese drei Erscheinungen sind alle bezeichnend für eine Fältelung, die nicht durch von außen kommenden mechanischen Druck, sondern durch innere Quellung der einzelnen Schichtchen zustande gekommen ist. Ohne Zweifel lag hier ein Komplex dünner Anhydritschichtchen, die sich später in Gips umgewandelt haben, zwischen zwei Schichtmassen, die als Gips abgelagert worden sind (betr. Unterschied von Druckfaltung und Quellfaltung vgl. Alb. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung Bd II S. 48).

Der gefältelte Gips am Benken ist, wie Mühlberg mitteilt, Keupergips. In Läufelfingen dagegen findet sich Gips der Anhydritgruppe. Der letztere hat Anhydritkerne wie so oft der Muschelkalkgips. Er ist also sicher aus Anhydrit entstanden. Dennoch zeigt er keine feine Fältelung, offenbar weil der ursprüngliche Anhydrit nicht dünnschichtig, sondern massig war.

Neue Welt bei Basel. O. Heer hatte aus dem Keuper von Baselland schon 30 Arten von Landpflanzen bestimmt, von denen 20 auch an andern Stellen der Schweiz (Kt. Schaffhausen, Aargau) sich wieder gefunden hatten und 15 auch aus württembergischem Keuper nachgewiesen waren. Bei einzelnen der ihm zugekommenen Funde von Neue Welt bei Basel lag die Blattsubstanz abhebbar und biegsam im Stein und ließ unter dem Mikroskop den Zellenbau, sogar noch die Spaltöffnungen erkennen. Alle Pflanzen des Keupers sind verschieden von denen des unterliegenden Perm. Zwei Drittel der Arten sind Gefäßkryptogamen, und zwar Farne (Danaeopsis marantacea Stgb., wahrscheinlich ein Baumfarn) und Schachtelhalme (Equisetum arenaceum mit armdicken hohen Schäften). Das häufige Pterophyllum und die Zamiten sind zu den Cycadeen zu rechnen. Heer hebt die Universalität dieser Keuperpflanzen über ganz Europa und bis nach Amerika hervor.

Neuere Funde von der Neuen Welt bei Basel sind von Leuthardt studiert worden. Er beschreibt 21 Pflanzenarten, davon 6 Phanerogamen:

Bambusium Imhoffi Heer
Baiera furcata
Voltzia heterophylla Brogn.
Pterophyllum Jaegeri Brogn.
„ longifolium Brogn.
„ brevipenne Kurr.

Dazu 15 Kryptogamen, von welchen hier genannt seien:

Taencopteris angustifolia Schenk
Merianopteris augusta Heer
Pecopteris Rütimeyeri Heer
„ Steinmülleri Heer.
Bernoullia helvetica Heer
Equisetum arenaceum Jaeg.
„ platyodon Brogn.

Alle diese Pflanzen sind Land- oder Sumpfgewächse. Nach der Art der Erhaltung darf keine weite Schwemmung angenommen werden. Die Pflanzen sind autochthon; das Land war Festland, Deltagebiet.

Die Schichten in dem Aufschluß „Neue Welt" bei Basel wurden früher für Lettenkohle gehalten. Allein sie liegen 73 m über dem Trigonodus-Dolomit und sind deshalb dem Schilf-Sandstein zuzurechnen (Greppin, Hörnli bei Grenzach, Verhandl. Basel 1905; E. W. Benecke, Stellung der pflanzenführenden Schichten von Neue Welt, Zentralbl. f. Min. 1906; Leuthardt in Eclogae 1901; genaues Profil im „Führer" von C. Schmidt, A. Buxtorf, H. Preiswerk 1907). Sie liegen im geschleppten Rande der großen Rheintalgrabenflexur südlich des Rheines an der Birs und fallen etwa 45° gegen W.

Der Buntsandsteinbruch von Meyenbühl östlich Riehen bei Basel zeigt folgendes Schichtenprofil von oben:

Fossilleerer dolomitischer Muschelkalk	4,00 m	Roter Sandstein (Baustein)	1,50 m
Toniger dolomitischer Kalk	4,00 m	Roter Sandstein schiefrig	1,50 m
Roter, gelber und grauer Ton	4,00 m	Harter violetter Sandstein ausgebeutet, darin Labyrinthodon und Basileosaurus Freyi Mer.	1,50 m
Ton und roter Sandstein, Mauerstein	7,00 m		
Bunter Sandstein mit dünnen Tonlagen	4,00 m		
Schieferiger Sandstein	1,70 m	Konglomeratischer Sandstein mit Fährten und Coprolithen	1,00 m
Rote und graue Tone	4,50 m		
Molasseähnlicher grauer Sandstein	1,20 m		37,20 m
Rotgrauer Sandstein	1,30 m		

Darunter harter kieseliger glimmerfreier Sandstein, wahrscheinlich Perm.

Diese Steinbrüche haben die im Basler Museum aufbewahrten Fossilien geliefert: Labyrinthodon Rütimeyeri Wiedersh., Fische (Palaeoniscus), Schilder großer Saurier, Sclerosaurus armatus H. v. Mey., Basileosaurus Freyi Mer.

4. Das Steinsalz des Juragebirges.

Literatur:

B. Zweifel-Weber, Die Salzwerke und Salinen der Schweiz, Ber. naturw. Ges. St. Gallen 1887.
J. H. Verloop, Die Salzlager der Nordschweiz, Basel bei Birkhäuser 1909. (Ein vollständiges Literaturverzeichnis enthaltend.)

Eine Monographie über das Steinsalz der Schweiz von C. Schmidt mit J. H. Verloop ist in Vorbereitung für die geotechnische Serie der „Beiträge".

a) Geschichte der Entdeckung.

Die erste Salzgewinnung im Gebiete der Schweiz entstand im Jahre 1554, da eine am Ufer der Gryonne in den waadtländischen Alpen entspringende Salzquelle von 3—4% Salzgehalt im Dorfe Arveyes eingedampft wurde. Stollen und Schächte sollten später den Ertrag vermehren. Albrecht v. Haller leitete 1758 bis 1764 die damals dem Staate Bern gehörende Salzproduktion. Seit 1813 war J. de Charpentier Salinendirektor. 1823 entdeckte er den Salzfelsen selbst und beutete diesen bergmännisch zur Auslaugung aus. 1867, nachdem eine Privatgesellschaft den Betrieb übernommen hatte, ging man zur Methode der unterirdischen Auslaugung des anstehenden Salzfelsens über.

K. Ch. Fr. Glenck (1779—1845), studierter deutscher Bergmann, der in seinem Leben 54 Bohrungen auf Salz, wovon 5 mit günstigem Resultate, ausgeführt hat, wurde auf die damals fast salzlose Schweiz hingewiesen. Er bohrte zuerst 1820 am linken, dann am rechten Rheinufer bei Eglisau. Bunte Molassemergel scheint er für die thüringischen Keupermergel angesehen zu haben. In 225 m Tiefe erreichte er Bohnerz und gab bei 241,2 m im Malmkalk den Versuch auf. Bergrat Ingenieur Alex. Köhli von Biel bohrte vereinigt mit Glenck in Biel. Auch hier wurde bei 225 m Bohrtiefe im Jurakalk der Versuch aufgegeben. 1823 bohrte Glenck mit einer Schaffhauser Aktiengesellschaft in Schleitheim. Man durchsenkte Keuper und Muschelkalk bis 155,4 m, ohne Salz zu finden. Sogar in Sitten im Wallis bohrte Glenck auf 300 m Tiefe, selbstverständlich erfolglos. Dann kam 1828 die kostspielige 6jährige Bohrung bei Cornol im Jura in der überliegenden Falte, die nach 330 m wieder in Oxfordton stach und 1835 aufgegeben wurde. 1834 bohrte Glenck in Oberdorf bei Waldenburg. Die Anhydritgruppe wurde durchbohrt, aber es war kein Salz darin. Mit Ausnahme der Bohrstelle von Schleitheim müßten nach heutiger geologischer Einsicht diese sämtlichen Bohrstellen von vornherein als völlig aussichtslos ausgeschlossen bleiben. Glenck ließ durch keine Mißerfolge den Mut sinken.

Peter Merians Bemerkung, daß beim „Roten Haus", ca. 5 km flußaufwärts von Basel, die gleichen geologischen Verhältnisse bestehen wie anderwärts, wo man Salz gefunden habe, wurde von Köhli beachtet, und er bewog Glenck nun hier zu bohren. Das war der erste Bohrversuch auf Grundlage einer besseren geologischen Einsicht! Am 14. August 1835 begann die Arbeit, am 30. Mai 1836 waren Salztone und zwei Schichten von reinem Steinsalz 6 m mächtig durchstochen! Glenck taufte die Stelle Schweizerhall. Am 7. Juni 1837 geschah die feierliche Eröffnung der „Saline Schweizerhall" bei Pratteln, Baselland. Eigentümer blieb die Familie Glenck, welche die alleinige Salzausbeute-Konzession für 70 Jahre für den Staat Kt. Baselland erteilt erhalten hatte. Nun waren die Wege gezeigt. 1842 wurde Salz bei Kaiseraugst (Aargau, an der Grenze gegen Baselland), 1844 oberhalb Rheinfelden, 1845 bei Ryburg erbohrt — alle im Kanton Aargau. Die Verträge der Staaten mit den Salinen ließen bald keine neuen Konzessionen mehr zu, so daß während einer langen Reihe von Jahren nicht mehr weiter systematisch gesucht wurde. Nur vereinzelte Versuche mit negativen Resultaten werden aus den Jahren 1850 bis 1890 berichtet. 1892 erbohrte Vögeli bei der Station Koblenz Steinsalz. Die Konzession Glenck nahte ihrem Ende. Nun folgten langwierige Verhandlungen. 1909 kauften die Kantone Baselstadt, Bern, Zürich und St. Gallen zuerst die Saline Schweizerhall aus dem Eigentum der Familie Glenck. Auf dieser Grundlage löste sich allmählich der Wirrwarr von Verträgen. Mit den vier ersten vereinigten sich 17 weitere Kantone zur „Gesellschaft der vereinigten Schweizer-Rheinsalinen"; einzig der Kt. Waadt konnte sich bis jetzt (1917) noch nicht zum Beitritt entschließen. Nun stehen alle Rheinsalinen unter einheitlichen gemeinnützigen Interessen und einheitlichem Betrieb. Seit 1911 hat diese Gesellschaft nach Beratung geologischer Sachverständiger (Fr. Mühlberg, F. Schalch und besonders C. Schmidt) eine neue Reihe von Bohrlöchern hergestellt, um die Grenzen des ausbeutbaren Salzes für alle Zukunft zu bestimmen. So sind die Bohrlöcher in Leuggern, Rietheim, Klingnau, Zurzach und Siblingen gemacht worden. Die Untersuchungen sind noch im Gange. Über ihre Resultate ist noch nichts publiziert. Ich verdanke das, was ich darüber mitteilen kann, gütigen brieflichen Mitteilungen der Herren Mühlberg und Schmidt.

b) Die Bohrungen auf Steinsalz 1820 bis 1914 (Fig. 75).

Literatur:

A. Escher v. d. L., Notizen und „Gemälde der Schweiz, Kt. Zürich", 1844.
V. Gilliéron, Bohrversuche bei Bettingen, Ber. naturf. Ges. Basel 1890.
Hugi, Über die Salzbohrungen am südlichen Abhang des Jura zu Lucheren bei Wangen, Verh. schweiz. naturf. Ges. 1850.
Fr. Lang, Geolog. Skizze Solothurn, 1863.
E. Letsch, „Beiträge", Geotechn. Serie Lfg. I, 1899.
P. Merian, Verhandl. naturf. Ges. Basel 1835, 1836, 1843 und 1851, Neues Jahrbuch 1843 und „Gemälde der Schweiz, Kt. Schaffhausen".

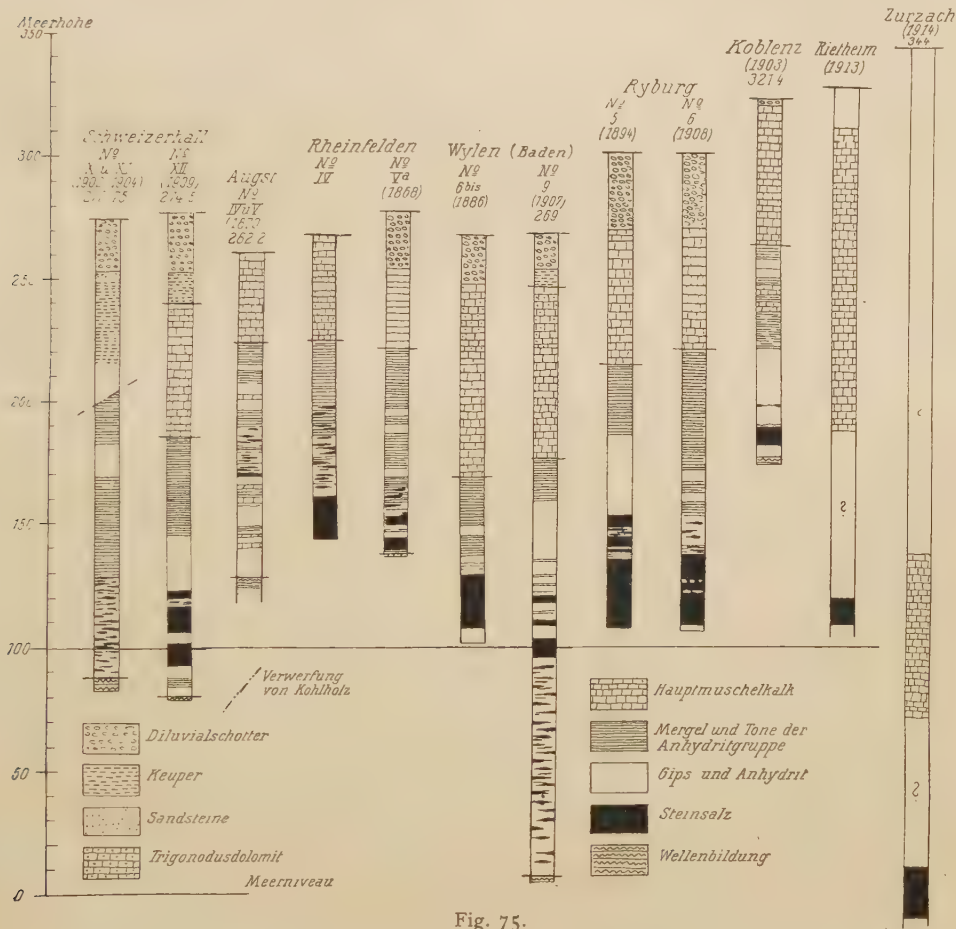


Fig. 75.

Profil einiger Bohrlöcher auf Steinsalz.

C. Mösch, „Beiträge", Lfg. IV, 1867, S. 3—21.
Fr. Mühlberg, Eclogae Vol. IX, 1906 und Aargau naturf. Ges. 1882.
H. Platz, Wyhlen, Verhandl. naturw. Verein Karlsruhe 1873.
F. Schalch, Beitrag zur Kenntnis der Trias, 1873 und 1906, und Erläuterungen zu Blatt Stühlingen.
v. Seckendorf, Ber. naturf. Ges. Basel 1838 (betrifft Bohrprofil bei Rothaus).
A Stoffert, Die Bohrungen in der Schweiz auf Steinkohle und Steinsalz, Basel 1889.
Stierlin, Salzbohrversuch Schleitheim, Verhandl. schweiz. naturf. Ges. 1824.
Studer, Geologie der Schweiz, Bd. II 1853, S. 219/220.
Thurmann, Ber. Berner naturf. Ges. 1851 (betrifft Kettenjura).
Verloop, Die Salzlager der Nordschweiz, Basel 1909 (darin Zusammenstellung der Literatur).

Eine tabellarische Zusammenstellung ergibt, daß 1820 bis 1914 in der Plateauregion unseres Jura etwa 75 Bohrlöcher zum Suchen von Steinsalz, und in der Kettenregion deren 14—15 hergestellt worden sind.

In der folgenden Aufzählung bezeichnet O = kein Salz gefunden, NaCl = Salzfund.

Bohrungen auf Steinsalz sind an folgenden Orten ausgeführt worden:

Im Tafeljura.

1821—1823.	Eglisau beiderseits des Rheines	O
1823—1824.	Schleitheim Dorf	O
1832 - 1835.	Beggingen Dorf	O
1836.	Zwischen Schleitheim und Beggingen	O
1836.	Oberhalb Guggenmühle Beggingen	O
1838.	Unterhallau	O
?	Riethof bei Siblingen	O
1835—1906.	12 Bohrlöcher in Schweizerhall	NaCl
bis 1917.	Deren 5 weitere	NaCl
1841—1906.	7 Bohrlöcher in Kaiseraugst	1 mal O 6 mit NaCl
1843—1906.	8 Bohrlöcher in schweiz. Rheinfelden	1 mal O 7 mit NaCl
1898—1909.	6 Bohrlöcher in badisch Rheinfelden	1 mal O 5 mit NaCl
1864—1907.	14 Bohrlöcher in badisch Wyhlen	1 mal O 13 mit NaCl
1856—1900.	Von Kaiserstuhl bis Etzgen 5 Bohrl. (Vögeli), alle	O
1857.	Felsenau bei Aaremündung	O
1857.	Schwaderloch	O
1866.	Ovismühle Liestal	O
1889.	Bettingen bei Basel	O
bis 1892.	3 Bohrlöcher (Vögeli), bei Koblenz	2 mal O 1 „ NaCl
1903.	Kontrollbohruug Station Koblenz	NaCl
1908 (?)	Bei Leuggern	O
?	Gippingen linkes Aareufer	O
1912.	Burlen östlich Leuggern	O
1913.	Siblingen (Kt. Schaffhausen)	O
1913 (?)	Rietheim (Aargau bei Zurzach)	NaCl
1913.	Klingnau	NaCl
1914—1916.	Zurzach Schulmatten 3 Bohrlöcher, davon	2 mit NaCl 1 „ O
1916.	Zurzach Rietheimerstraße	NaCl

In der Kettenregion des Juralandes.

1820.	Bözingen bei Biel	O
1821—1823.	Niederweningen	O
1821—1823.	Schöfflisdorf	O
1829—1835.	Cornol 330 m tief getrieben	O
1834.	Oberdorf bei Waldenburg	O
1848.	Adliken bei Wysen (Läufelfingen)	O
?	Grellingen S Basel	O
1849.	Luchern N Wangen a. d. Aare	O
1850.	Wysen östlich vom Dorf	O
1850.	Günsberg bei Solothurn	O
1850.	Kienberg bei Wysen	O
1850.	Zullwil	O

Dazu kommt das im Laufe der Zeit vertiefte Studium der Stratigraphie und Tektonik des Gebietes. So ist es heute durch eine Verbindung aller dieser Beobachtungen möglich, die Verhältnisse mit annähernder Sicherheit zu überblicken, wenn auch im einzelnen die wünschbare Genauigkeit noch nicht erreicht ist.

c) Einige Bohrlochprofile als Beispiele.

(Verglichen ferner Fig. 75.)

Bohrloch Schweizerhall Nr. 1 vom Jahre 1835, das erste erfolgreiche (nach Merian, Verhandl. naturw. Ges. Basel 1835), ergab:

	Mächtigkeit	Tiefe im Bohrloch
	m	m
Gerölle, Schotter	2,1	2,1
Bläulicher Kalkmergel	1,5	3,6
Gelblich grauer Dolomit mit Silex	26,40	30,0
Muschelkalk	53,70	83,70
Gelblich weiße Mergel	22,80	106,50
Gips, Mergel	16,80	123,30
Salzton mit Salzsole	2,70	126,0
Gips mit Steinsalz durchdrungen	3,00	129,0
Steinsalz	0,27	129,27
Stark gesalzener Gips	2,81	132,08
Steinsalz	0,30	132,38
Anhydrit, sehr fest	2,40	134,78
Fast reines Steinsalz, nicht durchbohrt	3,96	
	138,74	

Bohrloch Kaiseraugst (Merian, Verhandl. naturw. Ges. Basel 1843). Von oben nach unten geordnet wurden durchbohrt; Oberfläche ca. 270 m.

	Mächtigkeit	Tiefe im Bohrloch
	m	m
Hauptmuschelkalk	46,63	46,63
Blauer Ton mit Gips	13,40	60,03
Reiner Gips mit Anhydrit	15,55	75,58
Ton mit Gips und Anhydrit und schwachem Steinsalzgehalt	11,30	86,88
Fast reines Steinsalz mit wenigen Tonlagen	7,30	94,18
Blauer Ton mit Gips und Anhydritlagen	43,90	
Bohrlochtiefe	138,08	

Bohrloch Koblenz, Kontrollbohrung 1903 (Mühlberg, Eclogae Vol. IX, 1906):

Oberfläche 321,4 m.

	Mächtigkeit	Tiefe im Bohrloch
	m	m
Kies und Sand	2,46	2,46
Hauptmuschelkalk	57,54	60,00
Unterer Dolomit und Feuerstein	5,40	65,40
Salzton	33,60	99,00
Mergeliger Gips	17,80	
Beginn der Kernbohrung		116,80
Anhydrit, zum Teil in Gips verwandelt	17,50	
Hohlraum einige Zentimeter		134,30
Steinsalz mit Mergeladern, zum Teil sehr rein	7,82	142,12
Graue Mergel, Anhydrit	5,10	147,22
Wellenmergel bituminös	2,78	
Bohrlochgrund m ü. M.	150,00	

Bohrloch Nr. XII von Schweizerhall, vollendet 6. Februar 1909, zeigt nach der genauen Kontrolle durch C. Schmidt (Basel) folgendes Profil:

274,5 m Oberfläche = O für die Tiefenangaben.

	Tiefe m	Mächtigkeit m	Gestein
Schacht	0 —24	24	Schotter
Schacht	24 —36	12	Keuper, von oben nach unten dolomitische Mergel, Sandsteinbank, Tonschiefer, Dolomit, Sandstein
Meißelbohrung	36 —46	54	Trigonodusdolomit
Meißelbohrung	46 —90		Hauptmuschelkalk
Meißelbohrung	90 —130,8		Dolomitische Mergel und Tone, mit etwas Gips
	130,8		Anhydrit mit Hornsteinknauern
Kernbohrung	130,8 —143		Dolomitischer Kalk und Ton mit Anhydrit und Gips, 133—134 Hornsteinknauer
Kernbohrung	143 —151	8	Anhydrit mit einzelnen Lagen von dolomitischem Kalk und Ton
Kernbohrung	151 —154	Oberes Steinsalzlager 16,2 m	Grobkristallines reines Steinsalz
Kernbohrung	154 —154,6		Salzbreccie
Kernbohrung	154,6 —157		Steinsalz mit Lagen und Knauern von Ton
Kernbohrung	157 —157,75		Ton mit Steinsalz und Anhydrit
Kernbohrung	157,75—160		Reines Steinsalz
Kernbohrung	160 —163,1		Dünne Schieferlage, dann Steinsalz mit vereinzelten Toneinschlüssen
Kernbohrung	163,1 —163,6		Anhydrit mit Steinsalzknauern
Kernbohrung	163,6 —167,2		Steinsalz mit einzelnen Toneinschlüssen
Kernbohrung	167,2 —172,5	5,3 m	Anhydrit und Mergel mit Steinsalzlagen und Adern
Kernbohrung	172,5 —174,6	Unteres Steinsalzlager 9,5 m	Steinsalz mit einzelnen Anhydritlinsen
Kernbohrung	174,6 —175,7		Salzton mit braunem Steinsalz
Kernbohrung	175,7 —180,95		Steinsalz
Kernbohrung	180,95 182		Salzton mit braunem Steinsalz
Kernbohrung	182 —185		Anhydrit mit Mergel und Ton
Kernbohrung	185 —187,7		Stinkmergel mit Gipsschnüren
Kernbohrung	187,7		Knochenreste (Fische) „Bonebed“?
Kernbohrung	188,2		Gipslage im Mergel
Kernbohrung	187,7 —190,7		Bituminöse Mergel
Kernbohrung	190,7 —193,5		Anhydrit mit Mergel
Kernbohrung	193,5		Knochenreste
Kernbohrung	193,5 —194,5		Wellenkalk mit Myophoria orbicularis und Lingula tenuissima
	194,5 = 80 m Meerhöhe	25,7 m	Steinsalz in 103,5 m Anhydritgruppe

Das neueste Bohrloch an der Rietheimerstraße bei Zurzach hat im Sommer 1916 das Steinsalz in 307 m unter der Oberfläche angetroffen und auf 14 m Mächtigkeit durchsenkt.

d) Die Ausbreitung des Steinsalzes.

Sehr wahrscheinlich sind im gesamten Gebiete der Abdachung des Südschwarzwaldes im ganzen Juralande, Plateau- wie Kettengebirge, von der Birs bis an Randen und Lägern Steinsalzlager von 5 bis 30 m in der Anhydritgruppe des Muschelkalkes abgelagert worden. Fast überall, wo Schutz vor Auslaugung vorhanden war, sind sie durch Bohrungen tatsächlich gefunden, und zwar vom großen westlichen Randbruch des Schwarzwaldes bei Basel in W—E-Richtung auf etwas über 50 km Länge bis Zurzach. In NS-Richtung ist das Steinsalz auf über 25 km sicher nachgewiesen. In dieser Richtung beträgt zwar die Breite, auf welcher einerseits der Auslaugungsschutz möglich war, andererseits die Bedeckung

für Bohrversuche nicht allzu mächtig ist, nur etwa 5 bis 8 km. Die wirkliche Ausbreitung unter größerer, bisher aus praktischen Gründen noch nicht durchbohrter Überlagerung reicht aber jedenfalls gegen E, W und gegen S noch viel weiter; denn es sind keinerlei Anzeichen für ein primäres Ausbleiben der Steinsalzablagerung vorhanden, sondern diese ist im W tektonisch in große Tiefe versenkt, gegen S und E allmählich absinkend und zu mächtig überlagert, um einen Aufschluß durch Bohren technisch lohnend zu gestalten. Wir halten es für fast sicher, daß das Steinsalz auch unter Basel, Liestal, Solothurn, Aarau, Brugg, Eglisau, Schaffhausen vorhanden ist. In den Alpen, wo 65 bis 70 km südlich vom Kettenjura das autochthone Gebirge mit helvetischer Trias zuerst wieder auftaucht, hat die Trias aber sicher niemals Salz enthalten. Das Salz von Bex gehört einer andern von noch weiter südlich her überschobenen, räumlich getrennten Zone an. Der wirkliche südliche Rand der nordschweizerischen Salzlager muß also irgendwo zwischen Kettenjura und Alpen liegen. Das ganze Salzbecken der germanischen Trias in der Schweiz mag darnach, bescheiden geschätzt, W—E 150 km und N—S 50 km = ca. 6000 km² Fläche eingenommen haben. Wie weit es ursprünglich noch nördlich in den Schwarzwald hinaus gereicht hat, läßt sich nicht mehr beurteilen. Was uns ausbeutungsmöglich vorliegt, das sind kleine Reste der Ablagerung einer ausgedehnten Salzsee. Diese Salzsee war nicht isoliert; sie hatte wohl zeitweise Zusammenhänge mit ebenso großen und größeren Salzseen, die sich durch Süddeutschland erstreckten. Gleichzeitig waren auch Salzseen in Norddeutschland und in Lothringen vorhanden.

In unserem nordschweizerischen Gebiete liegt das Steinsalz immer etwa 50—60 m unter der Unterfläche des Enkrinitenkalkes (= obere Grenze der Anhydritgruppe) und wenige bis 20 m über den Wellenmergeln. Darüber und darunter ist es von Ton, Gips und Anhydrit begleitet und oft von solchen unterbrochen. Oft folgen Stinkmergel als unterer Abschluß der Salzlager. Das Salz bildet aber keine zusammenhängende einzige Schicht, sondern verschiedene, sich auskeilend ablösende, zum Teil übereinander greifende Lager. In ganz geringen Distanzen ergibt das eine Bohrloch nur eine Salzschicht, das andere deren zwei mit Salzton und Anhydrit dazwischen, ein drittes hat drei getrennte Salzschichten, in einem vierten kann auch das Salz ganz aussetzen (in Zurzach 2 Bohrlöcher mit Salz, ein dazwischenliegendes ganz ohne Salz). Beim einen Bohrloch (Wylen Nr. 9) liegen unter der Hauptsalzschicht noch 100 m Anhydrite mit dünnen Salzlagern wechselnd, beim nebenstehenden schließt gleich unter der Hauptsalzschicht eine dünne Lage Anhydrit auf Kalkstein die Salzvorkommnisse nach unten ab (Fig. 75). Die summierte Mächtigkeit der wirklichen Salzlager schwankt bei normaler Erhaltung für die verschiedenen Stellen von 5 bis 30 m. Leider hat man nur wenige, nur die neuesten der Bohrlöcher bis in die salzfreie Wellenbildung hinab getrieben. Dies war nicht nur wissenschaftlich, sondern besonders technisch wegen der Art der Auslaugung eine nicht zu rechtfertigende Lässigkeit. Wo das Salz in kompakter Schicht auftritt, ist es oft wasserhell grobkörnig, oft fast wie Gletschereis durchsichtig und völlig rein. Im ganzen Auftreten des Salzes ist große Einheitlichkeit, in der Salzverteilung im einzelnen aber starker Wechsel von einer Stelle zur andern vorhanden.

Unsere schweizerischen Steinsalzlager lassen sich wohl mit den süddeutschen triassischen Salzlagern in vollkommene Parallele stellen. Dagegen lassen sie sich nicht vergleichen mit den norddeutschen permischen Salzvorkommnissen, die meistens zehnmal größere, ja bis 1200 m erreichende Mächtigkeit haben. Unsern triassischen Lagern fehlen leider die Kalisalze.

e) Fehlen des Salzes infolge natürlicher Auslaugung.

Die heutigen Vorkommnisse des Steinsalzes haben eine große Einschränkung durch die natürliche Auslaugung erfahren, die das Salz auf weiten Strecken weggenommen hat, wo es früher vorhanden gewesen sein muß. Glücklicherweise liegt das triassische Salz unserer Juraregion zwischen undurchlässigen Gesteinen dicht eingeschlossen, sonst wäre längst alles verschwunden. 50 bis 60 m Tone und Mergel mit Gips und Anhydrit liegen darüber; Anhydrit, Gips, Tone und Mergel liegen darunter.

Der dichte Gips an sich ist wasserundurchlässig, aber leicht löslich. Wenn er die geringsten Fugen hat, welche von Wasser erreicht werden, so bildet das Wasser durch Auflösung auf den Fugen bald Kanäle aus. Im ungestörten Gebirge kann Gips zwischen Tonen und Mergeln undurchlässig bleiben im gestörten Gebirge aber ein Netz von Wasserwegen ausbilden. Gips und Anhydrit berühren oft das Steinsalz unmittelbar. Anhydrit, Gips und Salz bilden also hier zusammen den löslichen Komplex, der oben und unten von Mergeln und Tonen schützend begleitet ist. Kann Wasser Zugang finden, so wird das Salz am schnellsten weggelöst. Im Plateaujura haben wir es mit ziemlich gestörtem, sanft schief aufgerichtetem und von einzelnen Verwerfungen durchsetztem, im Kettengebirge mit völlig verschürftem Gestein der Anhydritgruppe zu tun. Der Wasserzutritt ist also meistens möglich.

Damit eine Auslaugung der leicht löslichen Salzschichten eintreten kann, ist aber noch weiter nötig: Zirkulation des zutretenden Wassers. Zirkulation ist an Gefälle gebunden. In einem in seinen Poren mit Wasser gefüllten Boden, wo das Wasser sich nicht in einer bestimmten Richtung bewegen kann und nicht von einer andern immer wieder erneuert wird, wo also das gleiche Wasser stets an gleicher Stelle liegen bleibt, wird es gesättigt stehen und nicht mehr weiter auslaugen. In offenem Tale, wie das Rheintal, mit schwachem Gefälle talauswärts, findet wohl Wasserzirkulation in den oberen Bodenschichten statt. Mit der Tiefe und der geringeren Durchlässigkeit der Gesteine nimmt sie rasch ab und hört ganz auf. Da hingegen, wo ein stärkeres Gefälle von der beregneten Gehängeoberfläche nach einem Talwege oder einem tieferen Grundwasserstrome hin besteht, wird stark durchsickert und ausgelaugt.

Wir müssen also erwarten:

1. Frei an der Oberfläche liegendes Steinsalz ist in unserem Klima nirgends möglich. Der wirklichen Entblößung stets lange vorangehend, ist es weggelöst worden.

2. In den stark dislozierten Zonen des Kettenjura ist wohl das Steinsalz des mittleren Muschelkalkes längst durch Auslaugung verschwunden. Der Salzgehalt einiger Quellen dieser Zone sowie im Wasser der Bohrlöcher beweist deutlich, daß das Salz auch hier ursprünglich vorhanden war. In der Tat hat von der Lägern bis Grellingen und Cornol kein Stollen, kein Tunnel und kein Bohrloch Steinsalzlager getroffen.

3. In allen Gebieten, wo die Salzformation über dem Niveau des Talbodens oder seines Grundwassers liegt, ist die Auslaugung vollzogen. Infolge davon haben die Bohrungen im Gebiete Schleitheim—Beggingen, Dinkelberg—Bettingen usw. alle die Anhydritgruppe steinsalzleer gefunden. Maßgebend ist dabei nicht bloß das

jetzige Fluß- oder Grundwasserniveau, sondern weit mehr die Höhe der tieferen diluvialen, jetzt eingedeckten Talrinnen. Dies ist auch beim folgenden Fall (4) zu beachten.

4. In denjenigen Tiefen unter einem Talboden, wo die Zirkulation der Wasser eben noch in einem geschwächten Grade möglich ist, ist das Steinsalz auch schon vielfach ausgelaugt. So ist im Talboden des Rheintals und des Klettgau das Salz, wo es in Tiefe von 0 bis 80 oder 90 m liegt, ausgelaugt (Augst, Felsenau, Hallau, Siblingen), hingegen bei 100 und mehr Meter Tiefe erhalten geblieben (Station Koblenz, Salinen Ryburg, Rheinfelden, Schweizerhall usw.).

5. Das Steinsalz ist nur da erhalten, wo es so tief und so geschlossen liegt, daß es von der Wasserzirkulation gar nicht berührt wird. Da sind aber auch die begleitenden Schichten nicht von Wasser angegriffen und das Steinsalz liegt, bevor der Bohrer es erreicht, vollständig trocken in trockenen, undurchlässigen Schichten eingehüllt — und da nur können wir es finden! So ist auch die Sachlage überall unter dem Rheintalboden, wo in 120—150 und mehr Meter Tiefe das Steinsalz erbohrt worden ist.

In der ganzen Plateauregion unseres Jura und am Schwarzwaldsüdrande läßt sich übrigens ganz leicht erkennen, wo in der Tiefe das Steinsalz noch vorhanden und wo die Auslaugung eingegriffen hat. Manche verfehlte Bohrung hätte bei Aufmerksamkeit hierauf vermieden werden können. Die Auslaugung geht nicht gleichmäßig vor sich, weil die Salzlager ziemlich unregelmäßig sind, weil der Wasserzutritt auf Bruchlinien ungleichmäßig verteilt und weil die Auslaugung vom Ausgehenden aus eine Stelle nach der andern angreift. So kommt es, daß die überliegenden Schichten unregelmäßige Einsenkungen, Brüche, Verstellungen durch das unregelmäßige Schwinden der Unterlage erfahren. In Mergeln sind solche schlecht zu erkennen, im wohlgeschichteten Muschelkalk dagegen zeichnen sie sich vortrefflich ab. Diese Verstellungen sind für das geübte Auge sofort von Störungen durch Dislokation zu unterscheiden. Ihre Ausdehnung ist gering. Sie treten schaarenweise, aber doch für sich einzeln auf; sie wechseln ohne einheitlichen Sinn und ohne Zusammenhang mit der Tektonik des Gebietes.

Derart gestörte Muschelkalkflächen zeigt die ganze an den Schwarzwald hinaufsteigende Triasplatte des Dinkelberg. Solches wiederholt sich im Gebiete des Wutachtales durchweg. An der flach südlich fallenden Muschelkalkplatte bei Felsenau ist nur im südlichsten Teil (bei den erfolgreichen Bohrlöchern von Station Koblenz) noch ungestörte Lagerung vorhanden; im nördlichen Teil der Felsenau, wo darunter der Bohrer Fehler des Steinsalzes ergeben hat, sind auch die unregelmäßigen Einknickungen des Muschelkalkes deutlich. Daß die Saline Kaiseraugst sich gerade am Rande des noch erhaltenen Steinsalzes findet, zeigen zahlreiche östlich und südlich sichtbare Verknitterungen der Muschelkalkplatte. Am Rande des Rheineinschnittes sind sie vielfach sichtbar. Die Bohrungen nahe am Dorf Wylen (Südfuß des Dinkelberges) trafen kein Steinsalz; es setzt erst wieder weiter südlich unter dem Talboden ein, wo es tiefer — also geschützter — liegt.

Wenn eine Auslaugung nur teilweise stattgefunden hat, so sind gewöhnlich im Gesteinsprofil der Bohrlöcher einzelne Lager von Breccien vorhanden, wo Brocken von Ton, Gips, Anhydrit, Dolomit mit Salz die reduzierten Salzlager begleiten (z. B.

Bohrlöcher Station Koblenz usw.). Diese Breccien sind eben durch Zusammenbruch und Nachsinken der die Auslaugung überlagernden Gesteine entstanden.

Das Einsinken und Einbrechen ist ein Vorgang, der mit der Herausmodellierung des jetzigen Reliefs eingesetzt hat und kontinuierlich fortgeht. Am 20. Dezember 1886 fand ein plötzlicher trichterförmiger Einbruch im Bahnhofgebiet von Augst statt (ca. 1,5 m Durchmesser und 1 m Tiefe). Von einem früheren, der in der Nacht unter einem Stallboden von Kaiseraugst eingetreten war, wurde mir berichtet, daß er einem Kalb das Leben gekostet hatte. Am Haus zum Schützen in Rheinfelden und am benachbarten alten Festungsgraben sind schon vor dem Salinenbetrieb Senkungen beobachtet worden. Durch die Ausbeute des Steinsalzes werden diese Vorgänge künstlich vermehrt und beschleunigt.

Für die Steinsalzgewinnung kommt noch eine neue Bedingung hinzu: Das Salzlager darf wegen der Kosten nicht allzu tief liegen. Man hat bisher angenommen, nicht über 200 m tief gehen zu müssen, um vollauf leistungs- und konkurrenzfähig zu sein; man dürfte aber wohl noch auf 300 m gelangen.

Nach meiner Auffassung ist es sehr wahrscheinlich, daß das Steinsalz von der Rheinlinie Koblenz—Basel weg gegen S unter dem Plateaujura durch bis an die Auffaltung des Kettenjura erhalten ist. In Oberdorf bei Waldenburg hätte Glenck wahrscheinlich noch 800—1000 m tiefer plateaujurassisch gelagertes Steinsalz gefunden. Allein das ist eben zu tief. Dagegen würden für die Zukunft Bohrungen ziemlich günstige Aussichten bieten in der Zone: Wyl, Mettau, Hottwil, Gansingen, Sulz, Bütz, Oeschgen, Frick, Wegenstein, Buus und auch noch bei Liestal, Sissach, Gelterkinden, d. h. in der Zone der Täler im Plateaujura zwischen dem Rheintal und dem Kettenjura, wo der Keuper oder der obere Rand der Muschelkalkbildung zutage liegt.

f) Die Teilung der Salzvorkommnisse der Rheinzone in verschiedene Schollen.

(Fig. 76.)

Die durch die Bohrung gefundenen und z. T. in Ausbeutung begriffenen Steinsalzlager des Rheintales von Koblenz bis gegen Basel gehören dem gleichen Schichthorizont an und sind ein und dieselbe ausgedehnte Bildung, allein sie sind nicht mehr im Zusammenhang. Vielmehr haben Dislokation und Denudation sie in getrennte Stücke, in einzelne Tafeln oder Schollen zerlegt. Von W nach E vorgehend folgen die Gebirgstafelstücke wie folgt:

1. Die Scholle von Basel ist die Fortsetzung des Rheintalgrabens.

Im Rheine bei Basel traf man wiederholt unter den diluvialen Schottern das Tertiär in Form der aquitanen Tüllingerkalke (Delémontien). Unter Basel (Rhein bei 248 m ü. M.) muß die nachfolgende Schichtreihe annähernd horizontal liegen:

Tertiär.

	Ungefähre Mächtigkeit in m
Aquitanien	
Delémontien Tüllingerkalk	180
Molasse alsacienne	75
Stampien	
Cyathulaschichten, Septarienton, Meeressand	420
Eocän	
Planorbiskalk und Bohnerz	30
	705 m

	Übertrag	705 m
Jura.		
Malmkalk (Korallenkalk)	70	
Oxfordien		
Thurmannischichten, Renggerischichten	30	
Dogger		
Callovien	25	
Bathonien	90	
Bajocien	60	
Aalénien	70—200?	
Lias	35	
		380 m
Trias.		
Keuper	80	
Muschelkalk		
Trigonodusdolomit	25	
Hauptmuschelkalk	45	
Anhydritgruppe über Steinsalz	60	
		210 m
Vermutliche ungefähre Tiefe des Steinsalzes unter der Oberfläche		1295 m
Steinsalz 6—30 m	20	
Wellenbildung	35	
Buntsandstein	70	
Gesamttrias 335 m, Trias mit und unter Steinsalz 125 m		125 m
Permformation 50—300	ca. 200 m	200 m
Vermutliche ungefähre Tiefe des kristallinen Grundgebirges (eventuell des Karbon)		1620 m

Es geht daraus hervor, daß selbst wenn in dieser Reihe das Tertiär überschätzt sein sollte (die andern Schichtglieder sind sicher nicht überschätzt) das Steinsalz unter der Stadt Basel erst in über 1000 m Tiefe, wahrscheinlich erst in 1200 bis 1300 m liegen kann. Das Kalisalz des Zechsteines, wenn es überhaupt vorhanden wäre, könnte in ca. 1450 m Tiefe erwartet werden.

Die Tafel oder Scholle von Basel findet ihre östliche scharfe Begrenzung schon 3 km östlich des Münsters an dem großen westlichen Randbruche des Schwarzwaldes, der NS mit geringer Ablenkung gegen SSW von Egerten über Lörrach, Riehen, Grenzacherhorn, Birsfelden, Neue Welt, Arlesheim zieht und am Kettenjura erlischt. Die Sprunghöhe des Bruches beträgt wohl weiter nördlich über 2000 m. Östlich Basel können wir sie auf ca. 1150 m schätzen. Bald ist es eine glatte Verwerfung, bald ein ganzes Bruchbüschel, bald ein Bruch mit starker Schleppung, was bei ungenügend tiefer Entblößung von einer Flexur nicht unterscheidbar ist. Dieser Art ist die östliche Grenze der so tief liegenden Baslerscholle. Soweit man bei Neue Welt und am Grenzacherhorn beobachten kann, steigt hier das reduzierte, vielfach in Fetzen zerrissene System der unter Basel tief liegenden Schichten senkrecht in die Höhe und biegt zur östlich horizontalen Fortsetzung um. Gegen NW steigt die Scholle von Basel wieder etwas schief hinauf, wie das Bohrloch von Sierenz im Elsaß

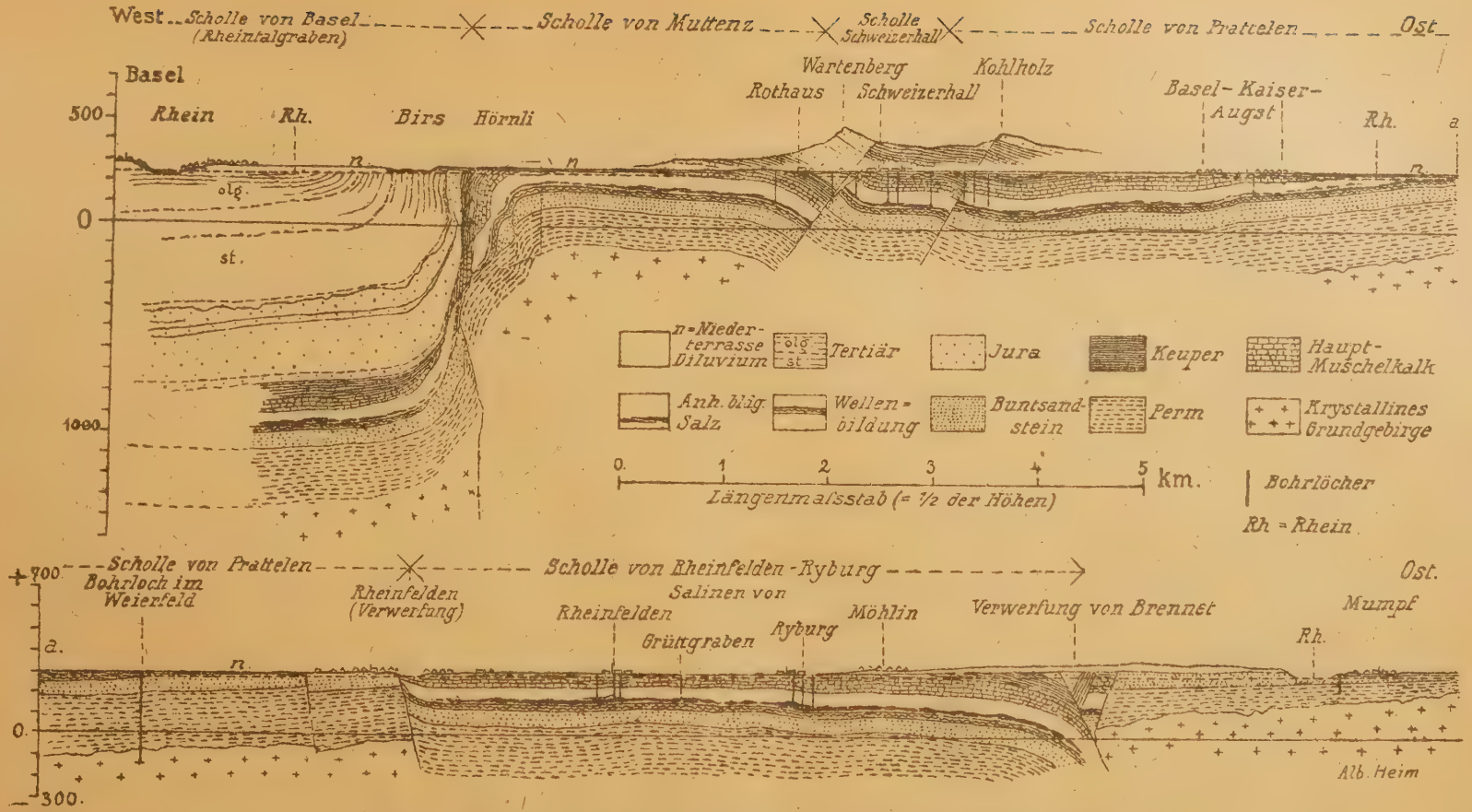


Fig. 76 Längsprofil durch das Rheintal von Basel aufwärts bis Mumpf.

beweist, wo Tertiär nur noch etwa 300 m unter die Oberfläche reicht, die entsprechenden Schichten also etwa 400 m höher als in dem 15 km entfernten Basel liegen.

2. Es folgt die Scholle von Muttenz, wie Verloop sie passend nennt. Sie ist in WE-Richtung gemessen vom Schwarzwaldrandbruch bis an den Wartenbergbruch 3 km breit. Die beiden Brüche laufen parallel; der Wartenbergbruch ist ein gleichsinniger Begleitbruch des Rheintalgrabens. Am Wartenberg zwischen Muttenz und Pratteln hebt er die östliche Seite, und in schönster Weise ist er bei niederem Wasserstand im Rheinbord bei Schweizerhall zu beobachten, wo mit verkehrt gerichteter Schleppung, von einigen kleinen Zwischenkomplikationen abgesehen, östlich fallende Opalinustone an ebenso fallendem Muschelkalk abstoßen. Der Wartenbergbruch geht zwischen dem „Rothaus" und der Saline Schweizerhall durch. Einzig das älteste Bohrloch (1835 auf 1836) ist in diese Scholle dicht vor dem Abbiegen zur Flexur getrieben worden und hat bei 106,8 bis 134 m in mehreren Schichten Steinsalz gefunden. Kein Zweifel, daß solches westlich davon, unter dem Hardtwald vorhanden ist. Bis zur Stunde aber wird das Salz der Scholle von Muttenz noch nicht ausgebeutet.

3. Die Scholle von Schweizerhall. Vom Wartenbergbruch nur 1200 m östlich folgte abermals ein gleichsinniger Bruch, den Verloop nach dem südlichen Berg, den er anschneidet, den Kohlholzbruch genannt hat. Einige Bohrlöcher durchstechen diese schief westlich einfallende Verwerfung. Das Stück vom Wartenbergbruch bis Kohlholzbruch erstreckt sich nördlich des Rheines gegen Dorf Wylen, wo die badische Saline Wylen zu einem Teil ihr Salz aus dieser Scholle von Schweizerhall ausbeutet, zum Teil aus der folgenden Scholle. Das vollkommenste Bohrprofil stammt aus dem östlichen Teil der Scholle von Schweizerhall. Bei 151 m begann das Steinsalz in einer 16,2 m mächtigen Schicht, dann folgen 5,3 m Anhydrit und ein unteres Salzlager von 9,5 m, im ganzen also 25,7 m Steinsalz. Sehr vollkommen sind die Profile der neuesten Bohrlöcher (Nr. XV—XVII) SE der Saline kontrolliert und aufgezeichnet worden.

4. Die Scholle von Pratteln schließt sich östlich an. Im Talgrund steigt die Schichtfolge gegen E langsam an. Während das Steinsalz in den östlichsten Bohrlöchern von Wylen und im östlichsten von Schweizerhall, die sie noch treffen, bei 147—150 m Tiefe beginnt, erscheint es 2,5 km östlicher in den 7 Bohrlöchern von Augst schon in 80—90 m Tiefe, und zwar durch Auslaugung schon sehr reduziert. 2 km weiter östlich streicht die Anhydritformation an der Oberfläche aus; im Talgrund erscheint in den Flußborden die Wellenbildung, und bald ist der ganze Talgrund in Buntsandstein geschnitten — das Salz lag oben, wo jetzt Luft ist. Zwar fallen die Schichten vom Schwarzwald südlich unter den Plateaujura hinein. Dort wird auch das Steinsalz wieder vorhanden sein, allein hohe Berge jüngerer Schichten türmen sich darüber auf. Die Salzscholle von Pratteln beginnt also westlich am Kohlholzbruch und streicht gegen E durch Steigen der Schichten allmählich aus. Sie wird an ihrem Westrand durch einige Bohrlöcher von Wylen und Schweizerhall und weiter östlich in Augst ausgebeutet.

5. Die Scholle Rheinfelden—Ryburg. Weiter östlich erscheinen plötzlich zwei gegen S in rechtem Winkel konvergierende Brüche, die das eingefaßte

Stück als Graben versenkt haben, so daß hier wiederum eine große Scholle mit dem Salz in die schützende Tiefe unter den Talboden und den Rhein versenkt und dadurch erhalten geblieben ist. Der erste der Brüche ist der Bruch von Rheinfelden. Westlich liegt flacher Buntsandstein, östlich fällt geschleppter Muschelkalk gegen E. Der Bruch streicht NW—SE. Die eingesunkene Platte sinkt schwach gegen E tiefer und schneidet dort plötzlich ab an dem etwas komplizierter gebauten NE—SW streichenden Schwarzwaldbruch von Brennet, der durch das Möhlinerfeld von Diluvium bedeckt nach der Flexur von Zeiningen streicht. Östlich dieses Bruches setzt der Buntsandstein nahezu wieder in gleichem Niveau fort, wie er bei Rheinfelden abgebrochen worden war. Das versunkene Dreieck zwischen Rheinfelderbruch und Brennetbruch nennen wir die Scholle Rheinfelden—Ryburg. Die ersten Bohrversuche lagen zu nahe am Rheinfelderbruch, wo das Salz ausgelaugt war. Weiter östlich hatten sie Erfolg. Die Bohrlöcher der Saline Rheinfelden weisen etwa 18 m Salz auf. Im Grüttgraben zwischen Rheinfelden und Ryburg fand sich nur Salzton, kein reines Steinsalz. Die mittlere Mächtigkeit des Salzes in Ryburg dagegen steigt auf 30 m, und im liegenden folgt grobkristalliner Anhydrit.

Nach dem Bruch von Brennet steigen im Talboden die Schichten gegen E noch mehr an; die Salztafel Rheinfelden-Ryburg steigt über die Taloberfläche hinaus. In Laufenburg ist durchweg das kristalline Grundgebirge entblößt. Bei Albbruck aber wendet sich der Südfuß des Schwarzwaldes mehr gegen NE; dadurch kommt im Rheintalboden das Sedimentgebirge wieder tiefer zu liegen, so daß wir im Talboden von Leibstatt bis Kaiserstuhl allmählich alle Formationen bis zur Molasse östlich hinabsinken sehen. So kommt es, daß die Trias im Zusammenflußgebiet von Aare und Rhein mit oberem Muschelkalk, der sanft südlich fällt, ansteht. Wir können diese Region als:

6. die Scholle von Koblenz bezeichnen. Das erste erfolgreiche Bohrloch in Koblenz ist von a. Präsident Vögeli in Zurzach erstellt worden. Es war auch das erstemal, daß dieser sachlich ganz verständnislose, aber stets mutig und überzeugungseifrig bohrende Mann einen vernünftigen Ort wählte. Von 132 bis 143 m lag Steinsalz. Die staatliche Kontrollbohrung daneben bestätigte die Resultate von Vögeli; sie wurde bis in die unterliegenden Stinkmergel getrieben. Zur Ausbeute ist es bisher hier nicht gekommen. Von hier aus fällt die Tafel mit 5° gegen S. Die sämtlichen in dieser Scholle ausgeführten Bohrungen sind die folgenden:

unterhalb Felsenau, 120 m tief, kein Salz;
im Banne Rietheim (am Rhein), 126 m tief, kein Salz;
nahe dem Dorfe Koblenz, 2 Bohrlöcher Vögeli, kein Salz;
in der Felsenau oberer Teil, 156 m tief, Salz bei 120 m;
Station Koblenz Nr. 1, 143 m, Salz von 132 bis 143 m;
Station Koblenz Nr. 2, 150 m, Salz von 134 bis 142 m;
Rietheim, Salz von 207,9 bis 218,36 m;
Klingnau, Salz von 240,05 bis 246,50 m;
Zurzach Schulmatten, Salz von 331,85 bis 351,45 m;
östlich Leuggern kein Salz;
Zurzach Rietheimerstraße, Salz von 307 bis 321 m;

Gewiß geht das Steinsalz der Scholle von Koblenz ungestört unter dem Aachenberg (zwischen Aare und Rhein oberhalb der Aaremündung) durch, so daß das Gebiet Zurzach—Rietheim—Kadelburg und bis ins Klettgau zu dieser Scholle zu rechnen ist. Da das Bohrloch Zurzach-Schulmatten bei ca. 344 m ansetzt, so liegt hier zufällig das Steinsalz von beinahe 20 m Mächtigkeit gerade im Meeniveau.

g) Die Salzgewinnung.

Erträge und Ertragsfähigkeit, die Methode des Auslaugens durch Grundwasser, die dadurch bewirkten Senkungen.

Seit Betrieb der Saline Schweizerhall 1837 bis 1900 sind rund 1 000 000 Tonnen Salz ausgebeutet worden. Lange Zeit betrug die Jahresproduktion ca. 16 000 Tonnen. Dazu kam ein ähnliches Quantum aus Rheinfelden und Ryburg. Im Jahre 1885 wurden in Schweizerhall 34 100 Tonnen, in Rheinfelden—Ryburg 31 057 Tonnen gewonnen. Seit dem Jahre 1909 hat nun eine Zeit vermehrten und wissenschaftlich wie technisch vervollkommneten Betriebes eingesetzt. Die Methode des Auspumpens der Sole, die Reinigung derselben von Gips, Eisen usw., das Eindampfen, sind neu gestaltet, und die Betriebseinrichtungen sind der gewünschten Produktion mehr und mehr angepaßt worden. Schon jetzt ist die Produktion (Jahresberichte des Verwaltungsrates der vereinigten schweizerischen Rheinsalinen) stark gesteigert worden wie folgt:

1909	Gesamtproduktion	52 449	Tonnen
1910	„	57 028	„
1911	„	60 559	„
1912	„	62 974	„
1913	„	68 212	„

Der letztere Betrag wurde erreicht durch Auspumpen von 227 000 000 Liter gesättigter Sole im Jahr, was einem beständigen Ausfluß von 432 Minutenliter gesättigter Sole entspricht.

1914	Gesamtproduktion	66 818	Tonnen
1915	„	60 440	„
1916	„	60 980	„

Das noch vorhandene ausbeutbare Quantum von Salz berechnete Verloop für Schweizerhall auf 15 200 000, für Rheinfelden—Ryburg auf 22 300 000, für Koblenz 37 800 000 Tonnen. Nach meiner Ansicht sind diese Schätzungen viel zu niedrig. Sie sind unter der Voraussetzung gemacht, daß nur $^1/_{10}$ des vorhandenen Salzes sich durch Auslaugung gewinnen lasse. Ich halte dafür, daß, soweit als nicht die Gefahr der Senkungen die Ausbeute hindert (Nachbarschaft von Ortschaften), unter den vorliegenden Lagerungsverhältnissen eher $^9/_{10}$ auslaugbar sind. Sei dem wie ihm wolle, so viel steht fest, daß der Bedarf der Schweiz auf unabsehbare Zeiten von den schweizerisch-rheinischen Salinen aus befriedigt werden kann.

Bei den schweizerisch-rheinischen Salinen hat, wie bei den badischen, stets nur Ausbeute durch Auslaugen stattgefunden. Niemals ist ein bergmännischer Betrieb versucht worden. Gewiß ist diese Methode die wohlfeilste, allein sie enthält auch die Gefahr der Nachsenkungen der ausgelaugten Gebiete.

Die Auslaugung gestaltet sich in folgender Art:

Das Steinsalzlager liegt, bevor es angebohrt ist, vollständig trocken in Ton und Gips oder Anhydrit eingeschlossen. Erst 60 m darüber finden sich die klüftigen Hauptmuschelkalke und darüber die diluvialen Schottermassen. Die Schotter führen Grundwasser, und dasselbe reicht in den klüftigen Hauptmuschelkalk hinab. Durch das Bohrloch gelangt das Wasser nun auch in die Tone hinab und schließlich bis auf das Salz. Bei richtiger Ausführung wird das Bohrloch bis auf die Sohle des Salzlagers getrieben, das Rohr dann nur etwa 1 Dezimeter weniger tief geschlagen. Nun dringt das Grundwasser aus dem Schotter und dem Muschelkalk zwischen den unebenen Wänden des Bohrloches und dem Rohr hinab. Dieses süße Wasser ist leicht und leckt im Steinsalz lösend nach oben. Die gesättigte Lösung sinkt nach unten vor die Rohrmündung und wird ausgepumpt. Das zuerst ausgepumpte Wasser ist noch kühl und wenig oder unregelmäßig salzhaltig. Nach einigen Wochen wird die Lösung gesättigter und nimmt allmählich die Temperatur jener Tiefe, in Schweizerhall z. B. 14,5° bis 15° an. Je größer der ausgelaugte Hohlraum wird, desto längere Zeit verweilt das Wasser darin. Dann kann der Pumpengang verstärkt werden, und es erscheint nun meistens eine kristallklare, vollständig gesättigte Salzlösung. In Schweizerhall können z. B. aus einem Bohrloch Tag und Nacht ununterbrochen 200 Ml. klare gesättigte Lösung gepumpt werden. Aus den mir damals zur Verfügung gestellten Zahlen konnte ich berechnen, daß ein Teilchen Süßwasser, welches zwischen Bohrloch und Rohrwand, also außerhalb des Rohres herunterströmt, durchschnittlich $^1/_2$ Jahr in der Tiefe blieb, nach oben Salz leckend, dann mit der Konzentration sich senkend und auf die Bodentemperatur annähernd erwärmend, bis es an der tiefsten Stelle vor das Rohr kommt und als gesättigte Sole heraufgepumpt wird. Bei horizontaler Schichtung geschieht die Auslaugung nach allen Richtungen, aber stets wird zuerst der oberste Teil des Salzes gelöst. Bei schiefer Schichtstellung zieht sich die Auslaugung stets nur von der Rohrstelle weg aufwärts und tastet an der Decke der löslichen Schicht, während der abwärts gelegene Teil der Schicht noch nicht angegriffen wird. Zur Ausbeute dieses letzteren muß ein Bohrloch an eine tiefere Stelle der Salzlagersohle geführt werden. Also: Bohrloch an der tiefsten Stelle und Pumprohr bis an die Basis des Salzes!

Alle Rheinsalinen haben den großen Vorteil, nicht künstlich Wasser zur Auslaugung zuführen zu müssen, sondern das von selbst durch die Bohrungen hinabsinkende Grundwasser benützen zu können, das als Süßwasser hinabgeht in gleichem Maße, wie die unten daraus gebildete gesättigte Sole durch das Rohr heraufgepumpt wird. Das Wasser in der Tiefe steht zugleich unter dem hydrostatischen Druck des Grundwassers und bohrt sich deshalb lösend überall hinein, wo Lösliches sich findet. Die nötige Pumpleistung entspricht nur der Höhe der Rohrmündung über dem Grundwasserniveau, vermehrt um den Wasserdruck der Gewichtsdifferenz von Süßwasser und Sole. Die Ausbeute ist eine sehr vollständige.

Allein bei dieser Auslaugemethode läßt sich nicht beurteilen, wie weit die Auslaugung reicht, wie groß die von zirkulierendem Wasser erfüllten Hohlräume schon geworden sind. Ein Bergversatz, der das unterhöhlte Gebiet stützen würde, ist nicht anwendbar. Die hydrostatische Füllung der Hohlräume trägt das überliegende Gebirge nicht, weil des letzteren spezifisches Gewicht ca. $2\,^1/_2$ mal größer ist als das des Wassers. Allmählich sinkt die Decke ein oder bricht in Stücken nach. Befindet sich der Auslaugungsraum tief genug unter der Oberfläche, so kann die Trümmerfüllung wieder tragfähig werden, bevor das Nachbrechen oder Nachsinken die Oberfläche erreicht hat.

Die schließlichen Folgen dieser Art der Ausbeute sind auch hier wie überall unwiderruflich Senkungen des Grundes, die meist ganz langsam auftreten, sich aber immer weiter ausbreiten, um dann erst nach Jahrzehnten oder Jahrhunderten wieder zum Stillstand zu kommen.

In der Umgebung der seit 1837 betriebenen Saline von Schweizerhall sind zuerst 1870 Senkungen fühlbar geworden: die Gebäude 100 bis 170 m westlich der Bohrlöcher zerrissen der Art, daß sie zum Teil abgetragen werden mußten. Die genauen, auf meine Anregung erst seit 1896 vom eidgen. topographischen Bureau ausgeführten Messungen ergeben, daß die Senkungen bestimmter Punkte in einem Jahre 75 bis zu 150 mm betragen konnten, und daß sie im Zeitraume 1896 bis 1903 den Betrag von 300 mm erreichten. Die Senkungen in Schweizerhall zeigen aufs schönste den Zusammenhang mit der Tektonik. Die ersten und zugleich die stärksten Einsenkungen sind über demjenigen Punkte entstanden, wo die Salzschicht in schiefer Lage am höchsten reicht und an der Verwerfung an Opalinustonen abstößt. Schon bei Rothaus, 200 m westlich der das Steinsalz abgrenzenden Verwerfung, hört die Senkung auf, während sie in der Richtung gegen die Saline und über dieselbe hinaus in einiger Entfernung allmählich und unregelmäßig abnimmt. Die Senkung war also weder zuerst, noch war sie am stärksten zunächst der Pumpstelle fühlbar, sondern 160 bis 200 m westlich über dem höchsten Teil der Salzschicht, denn dieser ist zuerst und am vollkommensten ausgelaugt worden. Die Behauptung von Verloop, die Senkungen seien bei steiler Schichtlage gefährlicher, ist nur sehr bedingt richtig. Bei schiefer Schichtlage konzentriert sich eben die Auslaugung rasch auf den höher gelegenen Teil der Salzschicht, während bei flacher Schichtlage sie sich unregelmäßiger auf ausgedehntere Fläche verteilt. Sie wird schließlich nach Jahrzehnten auch da sich unwiderruflich einstellen, um so stärker, je mächtiger die Salzschicht war. Angesichts der oft so klaren unzweideutigen Tatsachen ist die Hartnäckigkeit, mit welcher manche Salinendirektoren die Schuld der Auslaugung ableugnen und die Senkungen in ganz anderen Ursachen suchen, unbegreiflich. In Rheinfelden erreichte 1896 bis 1903, d. i. in 7 Jahren, 100 m SW der Bohrlöcher Nr. 1—4 die Senkung 339 mm.

In der Wahl der Ausbeutungsstellen, die in möglichst unbewohnte Gebiete gelegt werden sollten, dürfte man viel umsichtiger sein und dem Ankauf weiter umliegender Ländereien mehr Aufmerksamkeit schenken. Es war auch eine kühne Tat, das Wasserwerk Rheinfelden so nahe bei der Saline zu errichten.

Die Methode des Auslaugens, so wie sie in den Rheinsalinen betrieben wird, ist sehr rationell insofern, als sie eine gründliche Ausbeute sichert und sehr wohlfeil ist. Das große ihr anhaftende, sich mit der Zeit sehr mehrende Übel sind die Senkungen. Vielleicht gelingt es doch dereinst, zu einer besseren Abbaumethode überzugehen, die den Senkungen zu wehren vermag.

5. Das Rhät.

Arthur Erni, Das Rhät im schweizerischen Jura, Eclogae XI, 1 1910.

Wenn wir noch unter dem Titel der germanischen Trias eine kurze Besprechung des Rhät einsetzen, so soll damit nicht gesagt werden, das Rhät müsse unbedingt noch zur Trias gestellt werden. Diese alte Streitfrage ist wertlos geworden, weil sie keine Frage an die Natur, sondern bloß an die Konvenienz ist. In unserem Falle schmiegt sich durch seine Fazies: Sandsteine, Mergel und Bonebed, das Rhät besser an die Trias als an der Jura an; in anderen Gebieten ist es umgekehrt.

Greßly hatte zuerst im Jura Rhät gefunden, das er Infralias nannte. Bei Niederschöntal fand er es direkt dem Keuper aufliegend welch letzterer dort die großen Knochen von Greßlyosaurus ingens Rütimeyer enthielt. Peter Merian fand dann das Bonebed des Rhät bei Muttenz, am Lauwilberg und auch im Kettenjura bei Langenbruck und Kilchzimmer. Waagen erkannte unter den von Merian gesammelten Stücken Rhätfossilien. J. B. Greppin fand 1870 bei Bretzwil kleine Zähne im Rhät. Aus dem Tunnel von Glovelier brachte sodann Mathey Fisch- und Saurierzähne und bestimmbare rhätische Muscheln. Endlich gelang es F. Mühlberg, an der Fundstelle Kilchzimmer das maßgebendste Leitfossil, die Avicula contorta zu entdecken. Rollier fand weitere Stellen. Im Weißensteintunnel erkannte C. Schmidt das Rhät, und A. Buxtorf untersuchte es dort sorgfältig. Hier fand sich, zusammen mit anderen Fossilien, zum zweiten Male im Jura Avicula contorta. Buxtorf entdeckte auch an der Außenfläche des Gebirges einige weitere Fundstellen. Endlich suchte

A. Erni den ganzen Jura systematisch nach Rhät ab und kam zu einer zusammenhängenderen Übersicht über das Rhät im Juragebirge. Im folgenden halten wir uns vorwiegend an Ernis Darstellung.

Im westlichen Jura bildet das Rhät in den Gebieten des Basler-, Solothurner- und Bernerjura, Plateau- wie Kettengebirge, einen konstanten, nie versagenden, durchgehenden Horizont. Im östlichen Jura fehlt es, mit Ausnahme von Hallau; es ist nicht abgelagert worden. Die Ostgrenze des Rhät verläuft ungefähr; Adelhausen, Niederschöntal, Hinterbirch, Bölchen bis Hägendorf. Die Rhätvorkommnisse aller Ketten stehen sicher miteinander in Verbindung, und das ganze schweizerische Rhätgebiet hängt mit demjenigen der Franche-Comté zusammen.

Die Ausbildung des Rhät ist im ganzen überall dieselbe. Über den grünen Keupermergeln (Zanclodon-Mergeln) setzen plötzlich, mit keinen andern zu verwechselnde weiße, gelblich anwitternde Sandsteine mit schwarzen blätterigen Mergeln in Wechsellagerung ein. Der Sandstein ist schlecht verkittet, porös, zerreiblich zu einem auffallend glänzenden, wie gefirnißten, weißen oder glasigen Quarzsand. Hie und da findet man Quarzkristallflächen in der Quarzanwachshülle der Körnchen. Die Mächtigkeit beträgt oft nicht einmal 1 m, erreicht im Maximum 7 m. Fast überall sind Fossilien, meist in schlechter Erhaltung nur als Steinkerne und Abdrücke der Schalen, zu finden. An vielen Orten ist in der Basis der Rhätschichten ein echtes Bonebed von wenigen Zentimetern oder Dezimetern entwickelt. Es besteht aus Reptil- und Fischzähnen, Fischschuppen, Knochenresten, Koprolithen. Das Bonebed ist oft sandig und aus einer Sandschicht hervorgehend. Im Sandstein über dem Bonebed sind von Buxtorf im Weißensteintunnel ca. 15 rhätische Arten gefunden und zuverlässig bestimmt worden, darunter Cardita austriaca Hauer, Cardinien und Avicula contorta. Letztere ist im Jura immer nur vereinzelt in wenigen Exemplaren bisher an 5 Lokalitäten gefunden worden, nicht in Schwärmen wie in den Kössener Schichten der Ostalpen.

Die einzelnen Schichten und ihr Fossilgehalt innerhalb des Rhät zeigen Unbeständigkeit und vielfachen Wechsel, die gesamte Bildung aber bleibt auffallend konstant. Dies, zusammen mit dem Sandgehalt, den roten und grünen Mergelgeröllen im Sand, dem Aussetzen gegen E, deutet die Küstennähe und die geringe Meertiefe an, in denen diese Ablagerung entstanden ist. Die Anhäufung von Tierresten in Bonebedlagern ist am ehesten durch eine Konzentration und ein Absterben der Wassertiere in schwindenden Lagunen zu erklären.

Der leichte Verwitterungszerfall der Rhätschichten bedingt es, daß sie meistens verdeckt und überwachsen, nur selten aufgeschlossen sind. Oft ist es nur ein bißchen von dem schneeweißen oder gelblichen, glasig glänzenden Quarzsand in einem Maulwurfshaufen, der ihre Anwesenheit verrät und zum Nachgraben einlädt. Die Tunnelaufschlüsse übertreffen alle Oberflächenaufschlüsse dadurch, daß sie noch gute, nicht schon in der Hand des Sammlers zerfallende Fossilien geliefert haben.

F. Schalch hat, um eine Grenzregion von Trias und Jura stratigraphisch genau aufnehmen zu können, am Gehänge oberhalb Hallau (Klettgau, Kt. Schaffhausen) im Sommer 1915 einen Schacht abteufen lassen. Das Profil am Steilbord oberhalb und im Schacht ergab ihm von oben nach unten (persönliche Mitteilung):

Lias	2,5 m Gryphitenkalk, 0,23 „ Angulatenbank (Kalk und Eisenoolith mit Schlotheimia angulata), 5,35 „ Mergel, 0,20 „ obere Psilonotenbank, Wasser führend, 0,70 „ schwarze Tonschiefer ähnlich Insektenmergel, 0,14—0,16 m untere Psilonotenbank, Psiloceras, Echinodermen, Wasser führend, 0,05—0,08 „ schwarze Mergelschicht mit Fossilien, scharfe Grenze.
Rhät	1,10 m lockere lehmige Bank mit Knochen, Bonebed, 0,25 „ feste kalkig brecciöse Bank mit Knochen und Kohlenstückchen, Bonebed, Untere Grenze scharf, aber wellig.
Keuper	0,8 m graugrüne fleckige Mergel, 0,5 „ fleckiger Mergel mit Steinmergelknollen, Gewöhnlicher grüner, grauer und rötlicher Keupermergel.

Die reichlich gesammelten Fossilien werden genau untersucht werden. Die Fundstelle ist von großer Bedeutung, indem sie ein wahrscheinlich lokalisiertes Rhätvorkommnis aufweist mitten in einem weiten Gebiete, wo Rhät sonst fehlt (Baselland bis Schwäbische Alb). Außerdem treffen wir hier das Rhät nicht in seiner westlichen sandigen Fazies, sondern in einer merglig-kalkig-brecciösen Gesteinsausbildung mit glänzend schwarzen Knochenrestchen, worunter ziemlich viele Zähne.

IV. Der Jura des Juragebirges.

Wichtigste neuere stratigraphische Literatur, das Jurasystem im besonderen betreffend, jünger als die Untersuchungen von Greßly (1837 - 1840).

1861—1864. A. Etallon, Lethea Pruntrutana ou études paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura bernois et en particulier les environs de Porrentruy. Oeuvre commencé par J. Thurmann. Nouv. Mém. Soc. hélv. sc. nat. vol. XVII—XX.

1864. W. Waagen, Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz, verglichen nach seinen paläontologischen Horizonten.

1869. Aug. Jaccard, Jura vaudois et neuchâtelois. „Matériaux" livr. VI et suppléments 1870 et 1893.

1878. Paul Choffat, Etudes géologiques sur la chaîne du Jura. Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional, suivie d'un supplément aux couches à Ammonites acanthicus dans le Jura occidental. Mém. Soc. d'Emulation du Doubs, vol. 3.

1884. G. Maillard, Etudes de l'etage Purbeckien dans le Jura. Dissert. inaugurale Zurich.

1888. L. Rollier, Les faciès du Malm jurassien. Eclogae I pag. 3.

1892. H. Schardt, Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la chaîne du Jura. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. vol. XXVII.

1895. L. Rollier, Défense des faciès du Malm. Eclogae IV p. 384.

1896. F. Mühlberg, Der Boden von Aarau. Festschrift zur Einweihung des neuen Kantonschulgebäudes in Aarau.

1897. L. Rollier, Le Malm du Jura et du Randen. Compte-rendu de la 6e session du Congrès géol. internat. à Zurich en 1894.

1897—1898. F. Schalch, Der braune Jura (Dogger) des Donau-Rheinzuges nach seiner Gliederung und Fossilführung. Mitt. der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt, Bd. III Heft 3 und 4.

1900. E. Greppin, Über den Parallelismus der Malmschichten im Juragebirge. Verhandl. naturf. Ges. Basel Bd. XII S. 402.

1900. M. Mühlberg, Über die Stratigraphie des braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge. Inaug.-Diss. Zürich.

1902. Th. Rittener, Etude geol. Côte-aux-Fées et environs de Ste.-Croix et de Baulmes. „Matériaux", nouv. série, livr. XIII.

1903. H. Schardt et Aug. Dubois, Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse. Eclogae VIII pag. 391 et Bull. Soc. Vaud. vol. XXX.

1910. L. Rollier, IIIe supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII (seconde partie: Tunnel du Weißenstein). „Matériaux", nouv. série, livr. XXV.

1911. Jules Favre, Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Dissert. inaug. Genève.

1911. L. Rollier, Les Faciès du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les regions voisines. Publication der Stiftung Schnyder von Wartensee, Zürich.

1911. H. Schardt, Note sur la géologie du Plan de l'Eau et la stratigraphie des Gorges de l'Areuse. Bull. Soc. sc. nat. de Neuchâtel, vol XXXVII (Mélanges géol. fasc. 8).

1913. Etienne Joukowsky et Jules Favre, Monographie géologique et paléontologique du Salève. Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève, vol. 37 fasc. 4

Ferner, schon unter Mesozoikum im allgemeinen zitiert:

C. Moesch 1866 und 1874, J. B. Greppin 1870, F. Schalch 1883, 1912 und 1916, L. Rollier 1898, A. Buxtorf 1901, K. Strübin 1901, A. Tobler 1905, C. Schmidt, A. Buxtorf, H. Preiswerk 1907, E. Brändlin 1911, E. Kehlhofer 1913.

Bei der nachfolgenden Zusammenstellung über die Stratigraphie des Jurasystemes wurde ich sehr wesentlich durch die Mitarbeit der Herren Dr. A. Jeannet und Dr. A. Erni unterstützt. Herr Prof. Dr. L. Rollier hatte mir seine noch im Manuskript befindlichen ausführlichen stratigraphischen Tabellen überlassen. Unter eingehender Benützung derselben hat Herr Dr. A. Jeannet die hier gegebenen reduzierten Tabellen ausgearbeitet. Auch die Tafeln XVIII und XIX sind durch ihn nach meinen Direktiven entworfen worden.

1. Der allgemeine Charakter des Jurasystemes im Juragebirge.

Gegensatz zur Trias, neritische Zone der Thetis, Gesteine und Fazies, Unterabteilungen, Gegensatz zum alpinen Jura, Auflagerung auf Trias, Abtrag im Dach. Mächtigkeit und orographische Gliederung, Quellbildung. Aufschlüsse.

Alex. von Humboldt und später Al. Brongniart haben dem großen Jurasystem den Namen nach seinem Auftreten im schweizerischen und französischen Juragebirge gegeben. Die jurassischen Ablagerungen der ganzen Schweiz gehören dem großen „Mediterran-Kaukasischen Reiche" der „Thetis" an. Wenn wir den Gesamtcharakter des Jura kennzeichnen wollen, müssen wir zunächst von seinem abweichenden obersten Glied, dem Purbeckien, absehen. Im Juragebirge war das Thetismeer von wechselnder, aber im ganzen geringer Tiefe; gegen die Alpen hin nahm es an Tiefe stark zu. Der Gegensatz zur Trias ist auffallend: Abgesehen von Tonen fehlen fast alle echt terrigenen Gesteine im Jura des Juragebirges. Es gibt hier keine Konglomerate, kaum etwas sandige Absätze, keine Festlandprodukte wie Süßwasserabsätze, Kohlen; vereinzelte Landpflanzen stammen von Koralleninseln oder sind eingeschwemmt. Ferner fehlen alle Binnenmeerprodukte wie Anhydrit, Gips, Steinsalz. Mit Ausnahme der oberen Portlandstufe fehlt sogar der Dolomit. Weiter fehlen Bonebedlager. Es war offenes Meer und nur Meer, entfernt von großen Flußmündungen von Anfang bis hart vor Schluß der Jurazeit in unserem Gebiete. Erst am Schlusse (Purbeck) kam Lagunen- und Süßwasserbildung zustande.

Die Durchbrüche von Eruptivgesteinen in der Schwäbischen Alb erreichen im Höhgau ihre schönste Ausbildung. Dann aber endigen sie mit der Verwerfung am Ostabfall des Randen, so daß im schweizerischen Plateaujura wie im Kettenjura keine Spur vulkanischer Tätigkeit zu finden ist. Solche fehlt hier schon von Beginn der Triaszeit bis in die Gegenwart. Auch nicht einmal ein von ferne herbeigewehter vulkanischer Tuff ist als Lager innerhalb des Jurasystemes des Juragebirges gefunden worden. Marine Sedimentation, später Dislokation und Erosion ohne jede Eruptivität haben dieses Gebirge geschaffen.

Zur Jurazeit war im Gebiete des schweizerischen Juragebirges der Meergrund flach und wenig tief. Stellenweise trifft man auf die Spuren von Küstennähe (Bohrmuscheln, Austerbänke usw.). Meistens wechseln neritische Absätze mit bathyalen ab, während eigentliche Tiefmeerabsätze fehlen. Zu den ersteren zählen zahlreiche Korallenkalke, Korallenbreccien, Oolithe, Austernbänke, Schneckenbänke (Nerineenkalke, Diceraskalke), zu denjenigen eines etwas tieferen Meergrundes die Brachyopodenbänke, Schwammbänke, wahrscheinlich auch die Echinodermengesteine. Selbst die Tone mit kleinen Pyrit-Ammoniten im Lias und Oxfordien dürften nicht abyssaler Natur sein. Trotz der großen Häufigkeit korallogener Kalksteine („Corallien", „Rauracien" usw.) sind im Jura des schweizerischen Juragebirges echte Korallenriffe, wo ein Korallenstock fest auf dem andern aufgebaut ist, bisher nicht gefunden worden. Die einzelnen Korallenstöcke oder Bruchstücke von solchen, nicht selten gerollt, liegen getrennt in meistens oolithischem Kalk als Grundmasse. Auch da, wo das Gestein massig wird und alle Schichtung verliert, fehlt doch bei genauerem Zusehen meistens echte gewachsene Riffbildung. Es handelt sich mehr um die vom Wellenschlag zertrümmerten und umgelagerten Riffe oder deren Randschutt. Die Umgrenzung von Atollen, wie Greßly sie vorgenommen hatte, beruht auf unrichtiger Kombination von faziellen, tektonischen und Denudations-Erscheinungen, die heute längst nicht mehr haltbar ist (Rollier). Im benachbarten französischen Jura gibt es aber offenbar einige echte Korallenriffe (z. B. bei Valfin), und es ist sehr wahrscheinlich, daß solche auch auf Schweizerboden stellenweise gewachsen, aber durch das Meer selbst wieder zertrümmert und dann in zoogene Trümmergesteine umgearbeitet worden sind.

Die ältesten Riffkorallen im Juragebirge kennt man aus dem Tunnel des Loges bei La Chaux-de-Fonds. Sie gehören dem Aalénien an.

Nach Abbé Bourgeat (vergl. Haug, Traité III, S. 1062) erscheinen im westlichen Juragebirge im Rauracien (unterer Malm) Korallenriffe von Oolithkalken umgeben (Châtel de Joux), und der Oolith überlagert südöstlich die Kalke und Mergel ähnlichen Alters. In der darauffolgenden Stufe des Ptérocérien ist die Korallenriffzone etwas weiter gegen SE gerückt (Valfin), und die umgebenden Oolithe greifen wiederum weiter nach SE über Mergel und dichte Kalksteine hinaus. In der noch höheren Stufe des Virgulien streichen die Riffe ungefähr mit der südlichsten Jurakette durch den Col de la Faucille. Dies ergibt eine Verschiebung der Korallenriffzone vom Rauracien bis in das obere Kimmeridgien um ca. 35 km nach SE. Nach Rollier handelt es sich in diesen „Korallenriffen" freilich nur um korallenreiche Oolithe, nicht um zusammenhängend gebaute echte Riffe, zum Teil wohl um die durch den Wellenschlag zertrümmerten Reste ursprünglich echter Riffe.

Die Beweise dafür, daß zur Malmzeit im Gebiete der Korallenbildungen in unserem Jura zeitweise einzelne Inseln, vielleicht Atolle, über das Meer emportretend

vorhanden waren, bleiben doch bestehen: Im Korallenkalk des Kt. Basel bei Pfeffingerschloß und Schloß Neuenstein gibt es ein schwaches Kohlenflöz, bei Dänikon (Olten), am Mont Risoux und bei Dorche sind in den korallogenen Kalken Blätter von Sagopalmen (Zamites Feneonis Br.) gefunden worden.

Von der Schwäbischen Alb einerseits, durch unser Gebiet nach dem französischen Jura andererseits, treffen wir auf eine sehr reiche detaillierte Gliederung in viele wechselvolle, aber nicht sehr mächtige Stufen. Tone, Mergel, geschichtete Kalke, massige Kalke, krypto-kristalline oder oolithische Gesteine wechseln miteinander ab. Eisenreiche Gesteine, Eisenoolithe sind besonders im mittleren Teile unseres Jurasystemes sehr verbreitet. Oft gehen die verschiedenen Gesteinsarten allmählich ineinander über, oft treffen wir auf scharfe Grenzen in den Schichtreihen. Ein großer Reichtum von Fossilien erfreut fast auf Schritt und Tritt. Zoogene Gesteine sind reichlich vorhanden und stellen sich in den Schichtfolgen vielfach ein. Die Trias unseres Juragebirges enthielt von Ammonoiden nur die Ceratidier, die Vertreter der Gruppe der Latisellata, während nun an der Basis des Jura auf einen Schlag eine gewaltige Invasion der echten Ammoniten (Angustisellata) folgt, die nun die besten Leitfossilien sind. Gleichzeitig, fast plötzlich, erscheinen in ungeheuren Mengen die Belemniten. Die in der Trias noch fast ganz fehlenden Seeigel werden reich und mannigfaltig. Die Brachyopoden dagegen gehen auf wenige Gattungen zurück.

Allerlei kleine Fazieswechsel erzeugen Unterschiede, besonders der südwestlichen „celtischen" gegenüber der nordöstlichen „schwäbischen" Region, indessen ohne den Gesamtcharakter zu ändern. Vielfach läßt sich die gleiche Stufe in der einen Region in mehr pelagisch toniger, in der anderen in neritisch kalkiger Ausbildung feststellen. Die Faziesgrenzen verlaufen dabei ganz unabhängig von Form und Tektonik des jetzigen Gebirges meistens mehr oder weniger NW—SE. Sie verschieben sich von einer Stufe zur andern. An einer bestimmten Stelle kann die Fazies durch mehrere Stufen konstant bleiben, oder sie kann wechseln. Gleiche Fazies kann nach Unterbrechungen an gleicher Stelle wieder erscheinen. Im großen und ganzen herrschen die tonig pelagischen Fazies im unteren Teil der Juraformation vor und nehmen gegen E zu, die neritisch kalkigen nehmen durchschnittlich nach oben zu.

Die drei großen Unterabteilungen (Serien), die von Buch und Quenstedt im Jurasystem zuerst unterschieden haben, finden sich auch im schweizerischen Juragebirge ausgeprägt:

Oberer Jura	= weißer Jura	= Malm	100—1000 m
Mittlerer Jura	= brauner Jura	= Dogger	150— 400 m
Unterer Jura	= schwarzer Jura	= Lias	30— 100 m
			280—1500 m

Auch die von diesen Beobachtern benützten, den vorherrschenden äußern Gesteinsfarben entnommenen Namen passen im großen ganzen für das schweizerische Juragebirge.

Der südlichere Zug der Juraschichten in der Schweiz, der alpine, hat wesentlich andere Fazies. Dort treffen wir mehr und mehr auf die pelagisch tiefmeerischen Zonen der „Thetis",

freilich bei sehr verschiedenem Verhalten der einzelnen Serien. Wie so vielerorts fehlt der Lias auch in den autochthonen Zonen der Schweizeralpen ganz oder fast ganz, Dogger transgrediert auf Trias. In den helvetischen, weiter aus Süden überschobenen Gebirgsmassen und in inneren Zonen dagegen ist mariner Lias mächtig und stark terrigen entwickelt, und am S-Rand der Alpen wird er gewaltig pelagisch bis tiefmeerisch. Das ist ein Stück der weltweiten Unregelmäßigkeit im Auftreten des Lias. Der Dogger der Alpen enthält wie derjenige des Juragebirges viel Eisen, besonders als eisenschüssige Sandsteine und Eisenoolithe; er ist aber viel weniger gegliedert als im Juragebirge. Am ausgeprägtesten ist der Faziesunterschied zwischen Juragebirge und Alpen im Malm. Erstaunlich gewaltige, tiefmeerische, fossilienarme und nicht weiter zu gliedernde Kalkmassen treten an Stelle der vielen Stufen im Juragebirge, und dieser „Weiße Jura" der Alpen ist schwarzblau. Nur Basis und Dach des alpinen Malmes sind günstiger entwickelt. So steht es in den nördlicheren Kalkalpen. In der Südregion folgt eine weitgehende tiefmeerische Verkümmerung von Dogger und Malm — indessen strichweise von Konglomeraten unterbrochen. Zugleich herrscht eine peinliche Versteinerungsarmut. Am Alpensüdrand tritt im Malm der Kalkstein endlich ganz zurück, bis bloß noch einige Meter Radiolarit-Hornstein die 600 m „Hochgebirgskalk" der nördlichen Kalkalpen vertreten.

Im Gebiete der Schweiz transgrediert der Jura nirgends auf kristallinem Grundgebirge oder auf Paläozoikum, wie das in Zentralfrankreich vorkommt. Nur tektonische Bewegungen bringen lokal in den Alpen Jura auf prätriasische Gesteine. Fast überall, wo die Lagerung nicht nachträglich abnorm gestört ist, im Juragebirge wie in den Alpen, liegt die Trias in irgendeiner ihrer Faziesformen unter dem Jura. Nirgends fehlt der ganze Jura, nur strichweise in den Alpen der Lias. Die ganze Schweiz war im Jurameer, zeitweilige Inseln ausgenommen, lange Zeiten versenkt.

Nach oben aber schließt das Jurasystem ungleich ab. Im Dauphiné in den Fetzen ursprünglich südlicherer überschobener Zonen der Alpen und noch bis in die autochthone Grenzregion von Alpen und Jura geht das Jurasystem als tithonische Stufe oft ohne Grenze und fast ohne Fazieswechsel in die Valendisstufe der Kreide über. Das scheint das Normale des Mittelmeergebietes zu sein. Anders werden die Erscheinungen in den Alpen und im Juragebirge gegen NE, teils in Folge stratigraphischer Lücken und Fazieswechsel in der Purbeckzeit, teils wegen postkretacischem nach E zunehmendem Verwitterungsabtrag, der bis in den Jura hinabgegriffen hat. So stellt sich im südlichen Teil des Juragebirges als scharfe Trennung zwischen Jura- und Kreidesystem das Purbeck (= Wealden) ein, eine Cyrenen führende Brackwasserbildung mit eingeschwemmten Süßwasserfossilien. Dies ist der auffallende Unterbruch in den marinen Absätzen, der vom Jura bis über England reicht und der ja zur Trennung von Jura- und Kreidesystem veranlaßt hat. Im SW Jura ist die Kreide über dem Purbeck stellenweise bis und mit Cenoman erhalten. NE der Linie Besançon—Biel sind Kreide und Purbeck bis auf kleine Relikte verschwunden. Anzeichen für alte Uferlinien fehlen. Gegen N und E greift der Abtrag immer tiefer. Auch das Portlandien verschwindet. Die höchsten Juraschichten im Aargauerjura, im Plateaujura und bis über den Randen hinaus gehören zur Kimmeridgestufe („Plattenkalke" und „Massenkalke"). An manchen Stellen, z. B. N von Brugg, ist auch das Kimmeridge weg, und das eozäne Bohnerz sitzt auf dem Sequan. Es handelt sich in diesen nordöstlichen Juraregionen offenbar nicht um einen ursprünglichen Nichtabsatz, sondern um festländischen Erosionsabtrag der Kreide und des oberen Malm. Dieser Abtrag vom Jura ist jünger als Purbeckien, denn die gleiche Erosionsfläche

mit dem gleichen Bohnerzton ausgeglichen und darüber mit der gleichen Molasse bedeckt, welche stellenweise im Ostjura tief in den Malm hinabgreift, steigt im mittleren Juragebirge (Neuchâtel, Waadt) auf die Kreide hinauf. In Erosionstaschen des jeweilen noch vorhandenen Jura findet man Relikte der höheren verschwundenen Schichten. Der Abtrag des oberen Malm hat also nicht gleich am Schluß der Jurazeit, sondern erst während einer eocänen Festlandszeit eingesetzt und sich im Burdigalien noch verstärkt. Ursprünglich mag der obere Malm überall im Juragebirge vorhanden gewesen sein.

Die Meertiefe im Juragebirge war im allgemeinen im Norden etwas geringer als im Süden. Sie hat dann im Verlaufe der Jurazeit weiter abgenommen bis zur Auffüllung und teilweisen Aussüßung, und hat später, bis zum Eingriff des umgekehrten Prozesses, dem Wiederabtrag des schon Abgelagerten, umgeschlagen. Innerhalb der ganzen Schichtfolge des Jurasystemes im Juragebirge sind wohl allerlei Fazieswechsel, auch kleine Unterbrüche in der Ablagerung (Transgression über einer von Bohrmuscheln durchlöcherten Schicht), streckenweises Fehlen (eher Nichtablagerung oder submarine Erosion, als festländischer Abtrag) einzelner Unterabteilungen (oberster Dogger z. B.) festzustellen; allein eine größere, weit herumgreifende Lücke oder gar eine Diskordanz von Bedeutung, eine Dislokation eines älteren Teiles vor Ablagerung des jüngeren kommt **nicht** vor.

Für das Jurasystem in der Schweiz ist also bezeichnend:

Basis im Juragebirge vorhanden, in den autochthonen Alpen lückenhaft durch Nichtabsatz, besonders des Lias. Gesamtmasse des Schichtensystemes durch reich gegliederte kontinuierliche, wechselvolle marine Bildungen vertreten. Oberer Teil im Juragebirge bis zur Aussüßung (Purbeck) entwickelt, im südwestlichen Teil erhalten, im nordöstlichen Juragebirge aber bis nahe zum unteren Malm, stellenweise bis auf den Dogger, abgetragen durch jungkretazische oder eogene und zum Teil altmiocäne Erosion. Über den eocänen Erosionsrückständen: Transgression im Jura von Molasse, in den autochthonen Alpen von Nummulitenbildungen und Flysch. Die Molassetransgression über Jura und Bohnerz setzt im SW mit Stampien und Aquitanien ein, weiter nördlich mit Burdigalien, dann mit Vindobonien (Randen) und zuletzt im N, am Schwarzwaldfuß, mit oberer Süßwassermolasse.

Im großen ganzen springt die Gliederung des jurassischen Schichtensystemes im Juragebirge schon aus der Entfernung in die Augen:

Der Lias besteht aus vorherrschend tonigen und mergeligen dunkelfarbigen, häufig bituminösen Gesteinen mit nur einzelnen festen Kalkbänken. Er bildet flache, stark bewachsene Böschungen, die von Wiesen, Feldern und Ortschaften bedeckt sind. Aufschlüsse spärlich, Rutschungen häufig.

Der Dogger besteht vorherrschend aus Tonschiefern mit vielen festen Kalksteinen; er bildet felsige Gehänge, denen man die Waldbekleidung gelassen hat. Außer dem weißen Rogenstein herrschen rostbraune Farben vor; Echinodermenbreccien und Eisenoolithe sind reichlich.

Die Basis des Malm, entweder als Oxfordschiefer oder als Argovien aus-

gebildet, ist wiederum stark tonig mergelig und erzeugt flache Gehänge mit Kulturwiesen oder Feldern, oft auch mit Zementsteinbrüchen. Der obere Malm, vom Rauracien aufwärts, baut die meisten hellen Kalkfelswände und Felsrippen und die ausgedehntesten bewaldeten felsigen Bergflanken auf.

Dieser große Wechsel fester kalkiger Schichtkomplexe mit leicht zerstörbaren, tonigen Schichtgruppen beherrscht nicht nur das Landschaftsbild des Juragebirges, er schreibt auch dem eindringenden Wasser seine Wege vor. Schon hier sei vorläufig darauf hingewiesen, daß die großen Quellen des Juragebirges entweder Liasquellen sind, die auf dem Lias aus dem Dogger heraustreten, welch letzterer ihr Sammelgebiet darstellt; oder sie sind Oxford-Argovien-Quellen, entstanden in den Malmkalkzonen, gesammelt und zutage geleitet von Oxfordien oder Argovien als undurchlässiger Unterlage.

An diese petrographische Gruppierung der Schichten sich anschließend ist z. B. von Choffat vor bald 40 Jahren der berechtigte Vorschlag gemacht worden, den Gesamtjura im Juragebirge stratigraphisch zu gliedern in: 1. Lias, 2. Dogger, 3. Oxfordgruppe (Oxfordien und Argovien), 4. Malm (weißer Jura) s. str. Da indessen das Argovien seine Fazies wechselt, im Ostjura zu 3, im Nordwestjura als Rauracien zu 4 sich angliedert, erweist sich diese fazielle, petrographisch-landschaftliche und quellentechnische Einteilung auf das ganze Juragebirge angewendet wiederum als unzweckmäßig.

Im Tafeljura und im östlichen Teil des Kettenjura reichen die Aufschlüsse durch alle Stufen des Jurasystemes hindurch. Der Tafeljura bricht an der Birs bei Basel, an seiner Westgrenze, mit der Schwarzwaldrandflexur ab, und damit versinkt auch aller Jura des Tafeljura gegen Westen unter Tertiär und Diluvium in die Tiefe (Fig. 76). Im Kettenjura dagegen verfolgen wir die Juraschichten als die größten Aufschlußflächen weiter gegen W, SW und S bis zur Verschmelzung mit den Alpen. Hier springt aber sofort in die Augen, daß die Aufschlüsse in den Aufschub- und Auffaltungszonen, in antiklinalen Längstälern oder in Querklusen nur im östlichen Teil des Kettenjura bis an die Basis der Juraschichten hinabreichen (Taf. XXII und XXIII).

Gegen Westen wird die Faltung breiter und milder. Westlich vom Meridian von Solothurn tritt Lias nur noch an wenigen Stellen an die Oberfläche heraus. Mehr und mehr werden auch die Doggerentblößungen zu schmalen unzusammenhängenden Streifen, und der Malm beherrscht das Gebirge. Bei Biel stellt sich die Kreide ein und nimmt gegen Westen zu. Die Entblößungsflächen der älteren Teile des Jurasystems sind also nur im Osten stark und nehmen gegen Westen ab, bis die Gebirgsoberfläche mehr und mehr nur noch den jüngeren Schichten — Malm und Kreide — angehört.

Auf die Palaeontologie des Jurasystemes im besonderen einzutreten, müssen wir uns versagen. Auch in kürzester Fassung erforderte dies einen besonderen Band und viele Abbildungen.

Wir haben den Reichtum der marinen Fossilien stratigraphisch in den Haupterscheinungen benützt und begnügen uns hier mit wenigen Bemerkungen über die Wirbeltiere und die Pflanzen.

An Wirbeltierresten ist der Jura unseres Landes arm. Es fehlen eben, seiner marinen Ausbildung entsprechend, fast alle Landformen.

Die Fische sind in haiartigen Formen und in Ganoiden nicht selten, aber auch nirgends häufig. Die Gattung Pycnodus ist wohl in ein Dutzend Arten im Malm, Gattung Gyrodus in vier Arten vertreten. Die Saurier kommen gelegentlich zerstreut und vereinzelt fast in allen Stufen und Gegenden des Jura vor, im Lias besonders die Ichthyosaurier (Olsberg, Sulz, Gansingen, Frick, Klingnau), im Malm Plesiosaurus (Lauffohr, Gösgen) und Teleosaurus (Solothurn und Neuchâtel); auch Megalosaurus und Mosasaurus (Court, Moutier) sind gefunden, beschrieben und in den Sammlungen deponiert worden. Ähnlich verhält es sich mit den Schildkröten. Es sind vereinzelt solche hie und da gefunden worden (Les Brenets, Val de Ruz, Moirans, Les Hauts Geneveys). Die Schildkröten sind aber die einzigen Wirbeltiere, von denen der Jura einen Massenfund geliefert hat: die Schildkrötenbank in den Steinbrüchen von Solothurn (darüber später unter Kapitel 3 dieses Abschnittes noch einige Notizen).

Aus den sämtlichen Juraablagerungen der Schweiz sind Heer 104 Pflanzenarten bekannt geworden. Davon sind 62 Meerbewohner, 42 Festlandpflanzen — letztere gewiß meistens durch Flüsse eingeschwemmt und durch Meeresströmungen verbreitet. Der Lias bot 40 Meeralgenarten und 25 Landpflanzen. Dogger und Malm lieferten 39 Arten, wovon 22 marine Algen, darunter gesteinsbildende, ferner 17 Landpflanzen. Die letzteren sind Farne, Cycadeen, Coniferen und Palmen.

Die Meeralgen treten oft an einer Stelle in großen Massen auf. Sogar zarte Florideen und haarfeine Konferven sind erhalten. Manche Arten gehen durch alle Stufen des Jura und bis in den tertiären Flysch hinauf, wie es uns bei so einfach organisierten Geschöpfen nicht wundern kann.

Eine beschreibende Darstellung aller einzelnen Stufen des Jura nach Ausbildung und Vorkommen, nach Wechsel in der vertikalen Schichtfolge, in der horizontalen Ausbreitung und nach ihrem Fossilgehalte würde den zur Verfügung stehenden Raum weit überschreiten. Vielmehr versuche ich wiederum, durch eine tabellarische Zusammenstellung das Bild des Jurasystemes im Juragebirge zu geben. Kaum ein anderes Gebiet der Erde ist in seinem stratigraphischen Bestand so genau durchsucht worden wie unser Juragebirge, und doch gibt es auch hier noch manche ungelöste und vielleicht auch manche unlösbare Frage. Die Literatur ist enorm angewachsen. Über die Zeitfolge der einzelnen Horizonte und auch über die sich vertretenden Fazies sind die Jurastratigraphen heutzutage ziemlich einig. Sie haben aber noch viel zu wenig genaue Detailprofile mit gemessenen Mächtigkeiten beigebracht. Wir verdanken die Sicherheit in der Detailgliederung dem glücklichen Umstand, daß im Jura die zeitlich so variablen Ammoniten sehr häufig auftreten. Oppel hat den Wert der Ammoniten als Zeitleiter zuerst vollauf für die Jurastratigraphie verwendet. Er unterschied 33 Ammonitenhorizonte. Jetzt sind es deren 39 geworden. Wir finden dieselben im schweizerischen Juragebirge gerade so wie in Schwaben und über die ganze Erde! So fest diese Einteilung in Horizonte nun gegründet ist, so schwankend bleibt aber noch die Zusammenfassung der Horizonte in Stufen und die Gruppierung der Stufen zu Serien, der Serien zum System. Verschiedene Stratigraphen gehen verschiedene Wege. Glücklicherweise ist dies von geringerer Bedeutung, denn es handelt sich hierbei weniger um die Erkenntnis der Natur, als nur um Konvention der Systematik.

a) Stratigraphische Tabelle des Lias im schweizerischen Juragebirge.

Zusammengestellt von Alb. Heim und Alph. Jeannet unter Mitbenutzung der noch nicht publizierten Tabellen von L. Rollier.

1916.

Alle Zahlen bedeuten Mächtigkeiten in Metern.

Terrain	Stufen (Etages)		Mächtigkeiten	Allgemeine paläontologische Zonen	Kettenjura: Westlicher Jura	Kettenjura: Neuenburger Jura	Kettenjura: Solothurner Jura (Weissenstein-Tunnel)	Kettenjura: Berner Jura (nördlicher Teil)	Kettenjura: Aargauer Jura	Plateaujura: Basel und Aargau (nördlicher Teil)	Plateaujura: Schaffhausen – Randen	Gliederung	Quenstedts Stufen	Fossilien
a) Schwarzer Jura oder Lias	Oberer Lias oder Toarcien	**Toarcien**	1,75 bis 20	*Lytoceras Jurense* Zonen d. *Dactyloceras commune* u. d. *Harpoceras falciferum*	Mergel mit reicher pyritischer Fauna (Crêt Châlame bei Czhéery)	Schwarze, glimmerige Mergel mit pyritischer Fauna (z. T. Aalénien) (Les Quignets 4—5 sichtbar) Posidonienmergel (Tunnel des Loges)	Dunkle Tone und Tonkalke 1,50 Dünnplattige Schiefer mit Stinkkalkbank 0,25	Toniger Mergel mit Kalkknollenbänken 5—8 Dunkle, fette Mergelschiefer mit Stinkkalkbänken (bituminöser Kalk) mit den Leptolepis-Schichten bis 12	Schieferige, dunkelgraue, sandige Mergel bis 2,20 Dünne, braune, bituminöse Schiefer mit Stinkkalkbänken (manchmal mit dünnen Kohlenbändern) bis 0,45	Graubraune Mergel u. Sandmergel mit Kalkknauern 2—2,50 Dünne, bituminöse Schiefer mit Stinkkalkbänken: Fischschuppen, *Leptolepis* 0,75—3,90	Hellgraue Steinmergel mit dünnen Knollenlagen und sandigen Mergeln: viele Belemniten 3 Dunkle, schieferige, fette Mergelschiefer mit Stinkkalkbanken 8—10	Jurensis-Schichten Posidonien-Schiefer Leptolepis-Schichten	ζ ε	*Hammatoceras insigne, Grammoceras aalense, Ludwigia digna, Lytoceras Jurense, Grammoceras radians, Belemnites tripartitus* *Hildoceras bifrons, Harpoceras complanatum, Dactyloceras commune, Harpoceras serpentinum, Belemnites acutarius, Posidonomya Bronni* (Hauptlager der Saurierreste in Schwaben)
	Mittlerer Lias oder Charmouthien	**Charmouthien** (Rollier) Domérien (z. T. Haug)	bis 7	*Amaltheus spinatus* *Amaltheus margaritatus*	Im südlichen Neuenburger Jura, im Waadtländer Jura und in der Reculetkette (S-W Jura) ist der Lias nicht aufgeschlossen	?	Mergelige Schichten mit wenig Glaukonit	Kalke und Mergelkalke Dunkle glimmerige Mergel mit pyritischen Fossilien	Aschgraue Mergel mit höckerigen Knollen („Belemnitenschlachtfeld") bis 1,15	Graubraune Sandmergel oder Mergel mit Kalkknauern 1—2 Graue pyritische Mergel und Knauerkalke mit vielen Belemniten 0,20—1	Harte Kalke und glimmerreiche Mergel 2 Lichtgraue, spröde Kalkmergel oder dunkle pyritische Mergel 5	Spinatus-Schichten Margaritatus-Schichten	δ	*Amaltheus spinatus (costatus)* *Amaltheus margaritatus (acutus)*
		Pliensbachien (Haug) Robinien (Rollier)	bis ca. 10	*Deroceras Davoei* Zonen d. *Polymorphites Jamesoni* u. d. *Deroceras armatum*		Graublauer Mergelkalk mit *Gryphäa cymbium* (Tunnel des Loges)	Stark glaukonitische Belemnitenkalke	Sandige Mergel	Bank mit *Gryphäa cymbium*; graue Mergel und dunkle Kalke mit Phosphatknollen bis 2,10	Belemnitenkalke oder pyritführende Mergel 0,15 Graue Mergel mit Pyrit und Fasergips (lokal) 0,80	Harte, spröde Mergel mit Geodenbänken oder fleckigem Steinmergelkalk 3 Steinmergelbänke und schmutzig gelbgraue Mergel: Pectenbänke	Davoei-Schichten Jamesoni- oder Numismalis-Schichten	γ	*Deroceras Davoei, Lytoceras fimbriatum* „Belemnitenschlachtfeld" *Polymorphites Jamesoni, Deroceras armatum, Zeilleria numismalis, Gryphäa cymbium*
	Unterer Lias oder Sinémurien	**Lotharingien** oder oberes Sinemurien	5 bis 27,50	*Oxynoticeras oxynotum* Zonen d. *Asteroceras obtusum* u. d. *Deroceras Birchi*		Kalke und tonige schwarze Mergel mit *Gryphäa obliqua* und *Unicardium Janthe* (Tunnel des Loges)	Feinspätige, massige Kalke mit Mergeln, oben mit Glaukonit Grobkörniger Sandstein mit Pyrit und Quarzkörnchen 3	Knollige Kalkbänke (Cornol 10) — Dunkle Tone 10—12	Braungraue Sandkalke und sandige Schiefermergel 7—27,50	Knauerige, oft pyritische Kalke mit sandigen Mergeln bis 1,70 Hellgraue, glimmerhaltige Tone mit Pyritkonkretionen 5—8	Harte, dunkelgraue Kalkbank 0,50 Dunkle Tone und pyritische Mergel mit Toneisensteingeoden. Muscheltrümmerbank 12	Obliqua-Schichten Raricostatus-Zone Obtusus-(Turneri-)Tone oder oberer Arietenkalk	β'	*Oxynoticeras oxynotum, Echioceras raricostatum, Gryphäa obliqua* *Asteroceras obtusum, Aegoceras planicostata, Ae. capricornu, Rhynchonella ranina, Rh. obtusiloba*
	Suévien (Rollier) mit dem Rhät	**Sinémurien** s. str.	bis 35	Zonen d. *Arietites semicostatum* u. d. *Arietites Bucklandi*		Nicht getroffen	bis 35: Sandkalke mit Kieselkonkretionen; Sandiger, glimmerführender Kalk; Grobspätige, massige Kalkbänke	Graue, harte Kalke 1,50—6	Harter, blauer Sandkalk, spätiger Kalk mit Eisenoolithen und mergeligen Zwischenlagen bis 5	Dickbankige und spätige eisenschussige Kalke (oben mit *Pentacrinus tuberculatus*) 2—4	Dunkelgraue, harte Kalkbänke, oben mit *Pentacrinus tuberculatus* 2—5	Arietenkalk oder Gryphitenkalk		*Arietites bisulcatus, A. Bucklandi, A. geometricus, A. Kridion, A. spiratissimus, Pentacrinus tuberculatus, Spiriferina Walcotti, Gryphäa arcuata* überall häufig
		Hettangien	bis ca. 10	*Schlotheimia angulata* *Psiloceras planorbis*		Nicht getroffen	Sandige, kieselige Kalke oder Kalksandstein mit *Cardinien* 3 Dunkle, graue Mergel, fossilleer 0,10	Nicht vorhanden	Spätige, z. T. eisenoolithische Kalke 0,50—1 (Reduktion von E nach W) Harte, schieferige, bituminöse Mergel mit *Ps. planorbis* und Insektenflügeldecken 0—8. Schambelen bei Brugg	Spätige, z. T. eisenoolithische Kalke 0,50—1 (Reduktion von E nach W) Blättrige, dunkle Mergel 0—7 (Reduktion von E nach W)	Graublaue, z. T. oolithische Kalke mit Geoden: *Cardinien* bis 1 Dunkle Schiefertone (Schwaichel); 1—2 Johnstonibänke an der Basis 1	Angulata- oder Cardinien-Schichten Psilonoten-Schichten oder Insektenmergel	α	*Schlotheimia angulata* und Cardinien sp. div. *Psiloceras planorbis, P. Johnstoni, Lima punctata*
Trias	Keuper	**Rhät**	2—7	*Avicula contorta*			Rhätsandstein	Rhätsandstein mit Bonebed	Rhät fehlt Obere Keupermergel	W: Rhätsandsteine E: Obere Keupermergel	Rhät nur oberhalb Hallau vorhanden, sonst obere Keupermergel			*Avicula contorta* und Bonebe (Wirbeltier-Reste)

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

2. Stratigraphische Tabellen über das Jurasystem im Juragebirge.

a) Schwarzer Jura, unterer Jura oder Lias.
b) Brauner Jura, mittlerer Jura oder Dogger.
c) Weißer Jura, oberer Jura oder Malm.

3. Die auffallendsten Fazieserscheinungen im Jura des Juragebirges.

(Taf. XVIII und Taf. XIX.)

a) **Lias.** Durch das ganze Juragebirge hindurch ist der Lias recht gleichförmig ausgebildet, und zwar von der gleichen Art wie in Süddeutschland und im angrenzenden Frankreich. Es ist der keltisch-schwäbische oder mitteleuropäische Lias im Gegensatz zum mittelmeerischen Typus. Innerhalb der ganzen Zone wird gegen NE die Parallelisierung mit den verschiedenen Quenstedt'schen Zonen allmählich immer leichter.

Indessen enthält der Lias unseres Juragebirges doch ein Gebiet besonderer Art. Östlich von Brugg an der Reuß befindet sich die Lokalität Schambelen. Die zwischen Keuper und Gryphitenkalk ca. 10 m mächtigen, senkrecht gestellten Mergel des untersten Lias wurden dort in der Mitte des letzten Jahrhunderts als Düngmergel ausgebeutet und waren dadurch gut aufgeschlossen. Seither ist alles verwittert, verschüttet, verrutscht, überwachsen, und die Fundstücke trefflicher Erhaltung, die in die Sammlungen gebracht worden waren, sind seither meistens völlig zerfallen. Nur Grabungen, so wie sie damals Arn. Escher und Heer ausgeführt haben, könnten die Fundstelle wieder vorübergehend sichtbar machen. Auf Schichten mit marinen Formen (Ophiuren, Seeigel, Crinoiden, Ammoniten, Krebse, Fische) folgen solche mit Land- und Süßwasser-Pflanzen und Tieren, besonders Insekten. Heer hat („Urwelt der Schweiz", 1879) 7 Arten von Orthoptera, 7 Neuroptera, 116 Koleoptera aus 16 Gattungen, ferner 12 Gattungen von Hemiptera oder Rhynchoten gefunden und bestimmt. Ameisen fanden sich nur in einer Art, Schmetterlinge und Netzflügler fehlen. Die Insekten waren fast alle sehr klein. In den stratigraphisch höheren Schichten setzen sie wieder aus. Heer schließt aus der Mischung der Arten auf Ablagerung in einer ruhigen Meerbucht, zeitweise einer Lagune, in welche ein Fluß Schlamm hineinspülte. Aus den Süßwasser- und Landinsekten geht hervor, daß in der Nähe ausgedehntes Festland mit Cycadeen, Koniferen- und Farnenwald vorhanden war. Dicotyledonen fehlten. Das Festland müssen wir nach unserer heutigen Kenntnis der Dinge nicht am Schwarzwald suchen, der von marinem Lias einst ganz bedeckt war, sondern gegen S hin, wo ja die autochthonen Zonen der Alpen (Gebiet von Tödi bis Berner Oberland) sich durch verkümmerte Trias und vollständiges Fehlen des marinen Lias auszeichnen.

Der Lias, auf den lagunären Keuper folgend, läßt also auch noch Festlandreste erkennen. Aber schon mit dem untersten Lias verschwinden dieselben bis zum obersten Malm. Die Palmenfrüchte oder Cycadeenblätter, die ganz vereinzelt im Malm gefunden worden sind, beweisen nur Einschwemmung aus großer Entfernung oder kleine Koralleninseln, nicht aber Festland.

b) **Dogger.** Hier beginnen die Gebiete sich mannigfaltig zu unterscheiden; lokale Ausbildungsformen stellen sich ein. Manche, insbesondere festsitzende Tierarten

2. Stratigraphische Tabellen über das Jurasystem im Juragebirge.

a) Schwarzer Jura, unterer Jura oder Lias.
b) Brauner Jura, mittlerer Jura oder Dogger.
c) Weißer Jura, oberer Jura oder Malm.

3. Die auffallendsten Fazieserscheinungen im Jura des Juragebirges.

(Taf. XVIII und Taf. XIX.)

a) **Lias**. Durch das ganze Juragebirge hindurch ist der Lias recht gleichförmig ausgebildet, und zwar von der gleichen Art wie in Süddeutschland und im angrenzenden Frankreich. Es ist der keltisch-schwäbische oder mitteleuropäische Lias im Gegensatz zum mittelmeerischen Typus. Innerhalb der ganzen Zone wird gegen NE die Parallelisierung mit den verschiedenen Quenstedt'schen Zonen allmählich immer leichter.

Indessen enthält der Lias unseres Juragebirges doch ein Gebiet besonderer Art. Östlich von Brugg an der Reuß befindet sich die Lokalität Schambelen. Die zwischen Keuper und Gryphitenkalk ca. 10 m mächtigen, senkrecht gestellten Mergel des untersten Lias wurden dort in der Mitte des letzten Jahrhunderts als Düngmergel ausgebeutet und waren dadurch gut aufgeschlossen. Seither ist alles verwittert, verschüttet, verrutscht, überwachsen, und die Fundstücke trefflicher Erhaltung, die in die Sammlungen gebracht worden waren, sind seither meistens völlig zerfallen. Nur Grabungen, so wie sie damals Arn. Escher und Heer ausgeführt haben, könnten die Fundstelle wieder vorübergehend sichtbar machen. Auf Schichten mit marinen Formen (Ophiuren, Seeigel, Crinoiden, Ammoniten, Krebse, Fische) folgen solche mit Land- und Süßwasser-Pflanzen und Tieren, besonders Insekten. Heer hat („Urwelt der Schweiz", 1879) 7 Arten von Orthoptera, 7 Neuroptera, 116 Koleoptera aus 16 Gattungen, ferner 12 Gattungen von Hemiptera oder Rhynchoten gefunden und bestimmt. Ameisen fanden sich nur in einer Art, Schmetterlinge und Netzflügler fehlen. Die Insekten waren fast alle sehr klein. In den stratigraphisch höheren Schichten setzen sie wieder aus. Heer schließt aus der Mischung der Arten auf Ablagerung in einer ruhigen Meerbucht, zeitweise einer Lagune, in welche ein Fluß Schlamm hineinspülte. Aus den Süßwasser- und Landinsekten geht hervor, daß in der Nähe ausgedehntes Festland mit Cycadeen, Koniferen- und Farnenwald vorhanden war. Dicotyledonen fehlten. Das Festland müssen wir nach unserer heutigen Kenntnis der Dinge nicht am Schwarzwald suchen, der von marinem Lias einst ganz bedeckt war, sondern gegen S hin, wo ja die autochthonen Zonen der Alpen (Gebiet von Tödi bis Berner Oberland) sich durch verkümmerte Trias und vollständiges Fehlen des marinen Lias auszeichnen.

Der Lias, auf den lagunären Keuper folgend, läßt also auch noch Festlandreste erkennen. Aber schon mit dem untersten Lias verschwinden dieselben bis zum obersten Malm. Die Palmenfrüchte oder Cycadeenblätter, die ganz vereinzelt im Malm gefunden worden sind, beweisen nur Einschwemmung aus großer Entfernung oder kleine Koralleninseln, nicht aber Festland.

b) **Dogger.** Hier beginnen die Gebiete sich mannigfaltig zu unterscheiden; lokale Ausbildungsformen stellen sich ein. Manche, insbesondere festsitzende Tierarten

gehen in einer Gegend durch mehrere Horizonte oder Stufen hindurch, fehlen aber in einem benachbarten Gebiete. Die Ammonoiden halfen durch ihren zeitlich raschen Wechsel und ihre horizontal weit weniger beschränkte Ausbreitung zur Feststellung der zeitlichen Folgen.

Im Unter-Aaretal, etwa auf der Linie Brugg-Mandach stoßen zwei verschiedene Faziesgebiete des Dogger zusammen. Die westliche Seite gehört zur keltischen oder englisch-französischen Provinz, charakterisiert durch vorherrschend neritische und litorale Sedimente. Es herrschen hier vor: Kalksteine, Kalkoolithe (der mächtige „Rogenstein"), Korallengesteine, Echinodermenbreccien (Dalle nacrée, „Spathkalke"), Sandkalke. Die Fauna ist reich an Korallen, Echinodermen, Brachyopoden, Lamellibranchiata und Gasteropoda, während die Cephalopoden eher selten sind. Das Doggergebiet östlich der Aare besteht aus mehr tonigen mergeligen Sedimenten mit verschiedenen Niveaux von Eisenoolithen und ist reich an Ammoniten, welche die schwäbischen Horizonte erkennen lassen. Dies ist die schwäbische Provinz.

Aus der westlichen Provinz sei noch folgender Erscheinungen gedacht:

In Furcil bei Noiraigues (Val de Travers) wird ein tiefmeerischer hydraulischer Mergel des oberen Bathonien ausgebeutet. Diese Fazies („Marnes du Furcil") läßt sich gegen S bis an den Mont Suchet, gegen N bis an den Chasseral verfolgen und läuft im Berner Jura in die Couches de Movelier aus (Rollier). Gerade über dem Gebiete der Marnes du Furcil erreicht die Dalle nacrée des mittleren Callovien ihre größte Mächtigkeit und das Oxfordien fehlt vollständig (gegenseitige Stellvertretung?).

Die Dalle nacrée (Perlmutterplatten) ist eine plattige, hellgelbe Echinodermenbreccie. Sie besteht zu $^1/_3$ bis $^1/_2$ aus Echinodermenresten; daneben finden sich Trümmer von Bryozoen, Austerschalen und oolithische Körner, die allerlei organische Trümmerchen als Kerne enthalten. Der Zement ist zum Teil ankristallisierter Calcit. Die Dalle nacée erreicht in den Gorges de l'Areuse 65 m Mächtigkeit. Mergel trennen das Gebilde in zwei Komplexe. Bei Furcil mißt man 50—60 m, in den Umgebungen von La Chaux-de-Fonds und Le Locle 35—40 m. Das Gestein wird vielfach als Baustein verwendet. In den Randregionen des Ausbreitungsgebietes geht es in einen nur noch wenig spatigen, eisenschüssigen Sandkalk über. Seine Ausbreitung ist auf unserem Kärtchen eingetragen. Außerhalb des bezeichneten Gebietes (Liesberg, Weißenstein) kommt ähnliches Gestein wohl noch im Callovien vor, aber nicht mehr in der typischen reinen Ausbildung. Die Dalle nacrée am Blauenberg scheint eine isolierte Insel dieser Fazies darzustellen, wie eine solche nach A. Riche auch westlich von Morex vorkommt. Nördlich im Gebiete von Baume-les-Dames gibt es im unteren Callovien eine ähnliche echinodermische Fazies, die aber zugleich Macrocephalites macrocephalus enthält.

Die Varians Schichten des unteren Callovien sind eine für den mittleren Teil des schweizerischen Juragebirges sehr bezeichnende mergelige Fazies mit massenhaft litoralen Fossilresten, worunter die vielgestaltige Rhynchonella varians gesteinsbildend auftritt. Schale liegt dicht an Schale. Viele Schalen sind von Krebsen zerdrückt.

c) **Malm.** Auch im unteren Malm des Juragebirges wechseln Regionen mehr pelagischer Mergelfazies, reich an Schwämmen und Ammoniten, mit neritischen und litoralen Kalkbildungen ab. Die erstere, die schwäbische oder aargauische Provinz, beherrscht den Jura E von Liestal, und weiter gegen SW noch den Innenrand des Kettenjura, während W von Liestal fast durch den ganzen Kettenjura die Korallenkalke und Oolithe gehen. Einige Zonen des Argovien sind durch den ganzen Jura pelagischen Charakters. Im oberen Malm hören Absätze tieferen Meeres überhaupt mehr und mehr auf, und die neritischen Kalkgebilde herrschen überall vor.

Das Oxfordien ist in großer Mächtigkeit als Mergel und Tonschiefer mit pyritischen Fossilien in Frankreich und im nördlichen Bernerjura bis Liestal entwickelt. S und E dieses Gebietes treffen wir auf ein reduziertes Oxfordien, dessen wenig mächtigen Mergeln meistens Eisenoolithe eingelagert sind. Fast die ganze innere Zone des Kettenjura zeigt diese Ausbildung. In der Region der Gorges de l'Areuse und von dort gegen SW bis über Ste.-Croix hinaus, nördlich bis an den Chasseral setzt das Oxfordien ganz aus, so daß das untere Argovien direkt auf dem Callovien liegt (Fig. 77).

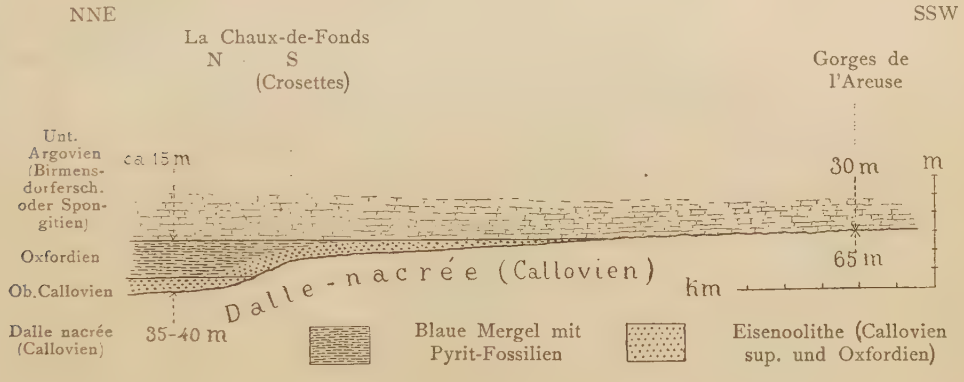


Fig. 77.
Fazieswechsel von Dogger und Malm im Neuenburger Jura nach Jules Favre.

Rauracien-Argovien. Die Rauracienfazies besteht aus oft völlig massigem Korallenkalk. Die Argovienfazies beginnt über dem Oxfordien mit den Schwammbänken der Birmensdorferschichten, welche dann von den hydraulischen Kalkmergeln der Effingerschichten überlagert werden. An manchen Stellen ist der Fazieswechsel ziemlich schroff, an andern vermittelt. Die Grenze der beiden Fazies, Rauracien im NW, Argovien im SE, verläuft über Longemaison, Luisans (Frankr.), Biaufond, Doubs, Noirmont, La Joux, Roche, Vermes, La Scheulte, Girlang, Seewen, SW Liestal, E Grenzach und Istein an den Schwarzwald. Die von Liestal nach N fortsetzende jetzige Ausbreitungsgrenze des Rauracien ist nur sein Erosionsrand auf dem Schwarzwald. Allein schon dicht NNE von Liestal setzt die Argovienfazies ein, deren weiterer gegen E sich ziehender Rand allerdings dann auch Erosionsrand am S-Fuß des Schwarzwaldes ist. Die ursprüngliche Faziesgrenze mag westlich an Liestal vorbei sich gegen NE in den Schwarzwald hinauf erstreckt haben.

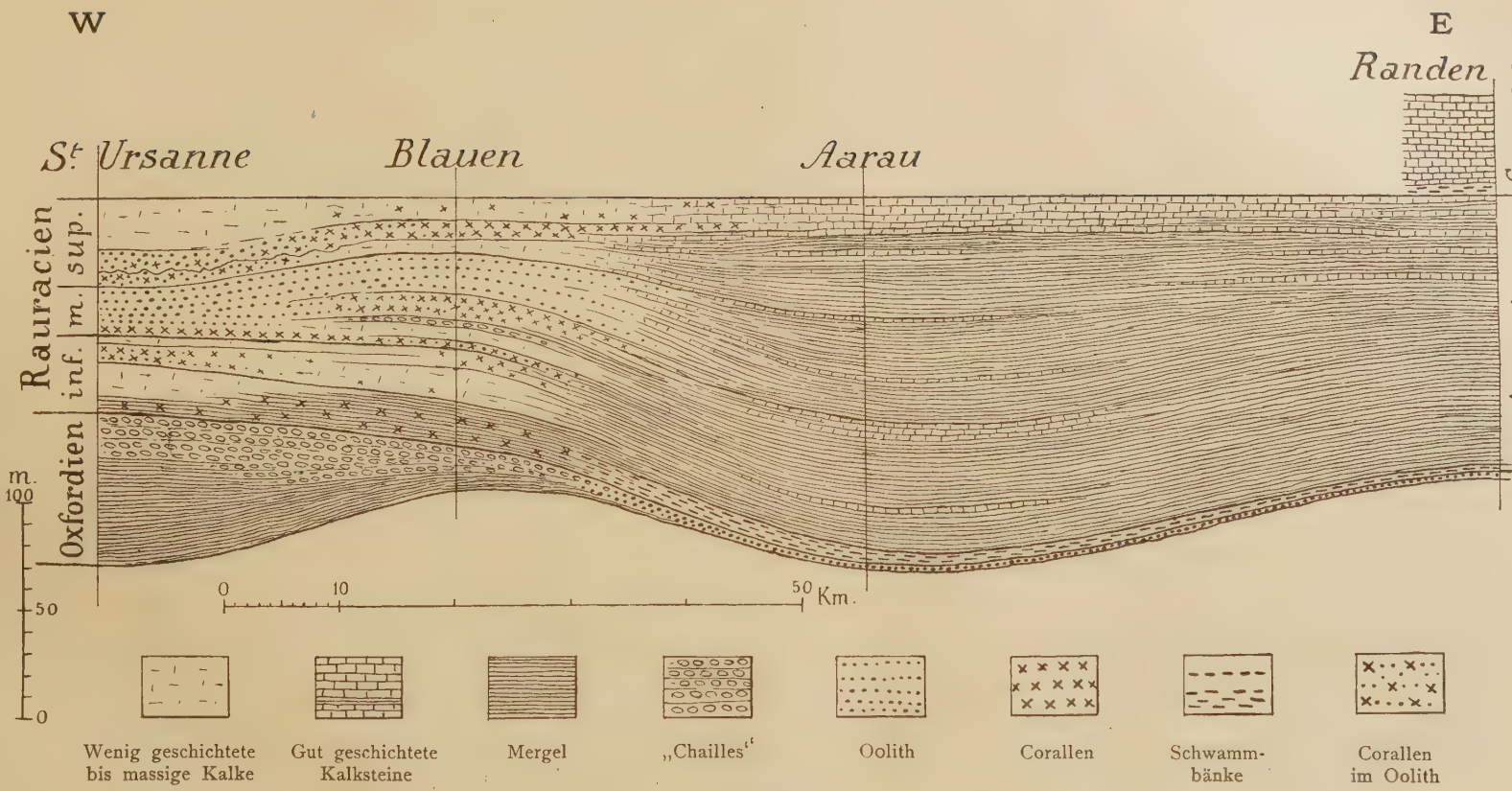


Fig. 78.

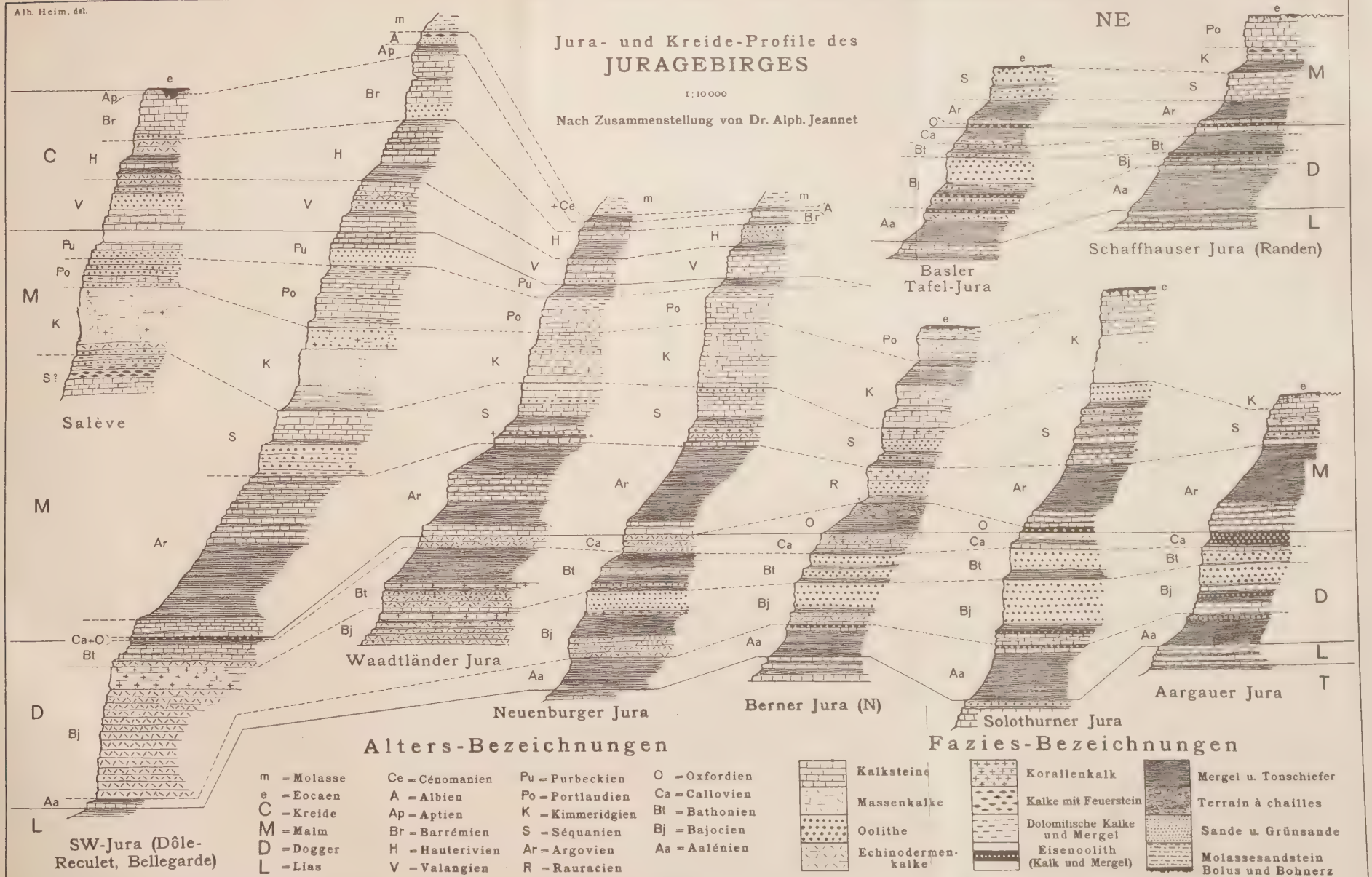
Faziesveränderungen des unteren Malm.

Alb. Heim, del.

Jura- und Kreide-Profile des JURAGEBIRGES

1:10000

Nach Zusammenstellung von Dr. Alph. Jeannet



Alters-Bezeichnungen

m	= Molasse	Ce	= Cénomanien	Pu	= Purbeckien	O	= Oxfordien
e	= Eocaen	A	= Albien	Po	= Portlandien	Ca	= Callovien
C	= Kreide	Ap	= Aptien	K	= Kimmeridgien	Bt	= Bathonien
M	= Malm	Br	= Barrémien	S	= Séquanien	Bj	= Bajocien
D	= Dogger	H	= Hauterivien	Ar	= Argovien	Aa	= Aalénien
L	= Lias	V	= Valangien	R	= Rauracien		

Fazies-Bezeichnungen

Kalksteine	Korallenkalk	Mergel u. Tonschiefer	
Massenkalke	Kalke mit Feuerstein	Terrain à chailles	
Oolithe	Dolomitische Kalke und Mergel	Sande u. Grünsande	
Echinodermenkalke	Eisenoolith (Kalk und Mergel)	Molassesandstein Bolus und Bohnerz	

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

Der Altersparallelismus der Zonen des unteren Malm ist zuerst von Rollier aufgeklärt worden. Er kann etwa wie folgt gegeben werden (vgl. Fig. 78).

	Nördlicher Teil des Berner Jura	Innerer Jurarand und östlicher Jura	
Sequanien	Sequanien (Astartien)	Wangener-Schichten Crenularis-Schichten Geißberg-Schichten	Sequanien
Rauracien	Calcaires à Nérinées = Rauracien supérieur Oolithe Rauracienne = Rauracien moyen	Effinger-Schichten	Argovien
	Glypticien = Rauracien inférieur	Birmensdorfer-Schichten = Spongitien	
Oxfordien	Terrain à Chailles (Pholadomyen-Schichten) Thurmanni-Schichten Renggeri-Thone	Cordatus-Lamberti-Eisenoolith	Oxfordien reduziert
Callovien	Anceps-Athleta-Eisenoolith	Anceps-Athleta-Eisenoolith	Callovien

Kimmeridgien. Fast durch den ganzen Jura zeigt das Kimmeridge helle, dichte Kalksteine mit Korallen. Der rezifale Charakter ist besonders im Westen (Mont Tendre, Dôle) stark ausgesprochen. Aber auch im östlichen Teile sind Korallen mit Nerineenbänken häufig.

Innerhalb des unteren Kimmeridgien bilden die Schildkrötenschichten von Solothurn eine lokale Fazies ganz eigener Art, wie sie auf der ganzen Erde sonst nicht gefunden worden ist. In dem massigen Korallen-Nerineen-Marmor der Steinbrüche von St. Verena liegt eine ca. 3,5 m mächtige Bank („Rätschenbank"), die in einem Umfang von kaum 1,5 km sehr viele Wirbeltierreste enthält. Nach Agassiz und Hermann von Meyer hat L. Rütimeyer eine klassische Monographie derselben gegeben (Neue Denkschriften der Schweiz. naturf. Ges. 1873).

Außer vielen Ganoiden und Selachiern, sowie vereinzelten Knochen von Machimosaurus Hugii und von Steneosaurus sind die Reste von Tausenden von Schildkröten, darunter mehrere Hundert prachtvolle Panzer, viele Skeletteile und mehrere vollständige Schädel von Schildkröten gefunden worden (große Sammlung im Museum von Solothurn). Der Schild der größten hat 0,64 m Länge. Es sind meistens Zwischenformen von Cheloniern oder marinen Schildkröten und eigentlichen Emyden oder Sumpfschildkröten. Bei einer Gruppe sind die Beckenknochen mit dem Plastrum nur lose verbunden. Hierher gehören die Gattungen Thalassemys (2 Arten) und Tropidemys (3 Arten), sowie die Chelydride oder Alligatorschildkröte Platychelis. Der andern Gruppe mit einem mit den Beckenknochen fest verwachsenen Panzer gehört die Mehrzahl der Arten und deren häufigste an. Dies sind die Gattungen Plesiochelys (5 Arten; P. Salodurensis, 0,5 m lang, Alter und Geschlecht unterscheidbar, ist die häufigste) und Craspedochelys (3 Arten). Alle repräsentieren heute ausgestorbene Typen, die aber zum Teil im Kimmeridge von Hannover und dem Portland des Neuenburger Jura (Les Hauts Geneveys) und bei St. Claude sich finden. Rütimeyer unterschied 5 Gattungen in zusammen 14 Arten. Flache Wölbung der Schalen, Größe und Umrißform entsprechen den jetzigen Meerschildkröten, die Verbindung der Platten aber den Süßwassertieren. Alles liegt ohne Landspuren umgeben und eingebettet in neritisch marinen Absätzen. Einzig Korallcninseln waren zeitweise möglich, die vielleicht hier die Tiere in gutem Laichplatz versammelt haben. Im übrigen Jura sind Schildkröten stets ganz vereinzelte Funde.

Portlandien. In weiter Ausdehnung fehlt die Portlandstufe im Jura — großenteils wohl durch die festländische Erosion, die von der jüngeren Kreidezeit bis zur Transgression der Molasse gedauert hat. Sie ist aber in zwei getrennten Gebieten vorhanden: Im NE am Randen durch die pelagischen Plattenkalke vertreten und im SW in litoraler Fazies ungefähr südlich des Parallelkreises von Solothurn. Helle, zum Teil korallogene Kalke mit Nerineenbänken sind von Bière bis Biel weit verbreitet. Schon in dieser Region werden nach oben manche Mergel und Kalke des Portlandien dolomitisch, was lagunären Typus, Unterbrechungen des Meeres und die Überleitung zur Ausbildung des Purbeck andeutet. Bei Morteau stellen sich schon Brackwasserfaunen zwischen den dolomitischen Mergeln des Portlandien ein.

Am Salève erscheint echte mittelmeerische Korallenfazies im unteren Teil der Portlandstufe. Dies ist schon die nach S überhandnehmende Ausbildung des Tithon.

Purbeck. Der große, sonst so einheitliche fazielle Charakter des mächtigen Jurasystemes wird in seiner obersten Stufe völlig durchbrochen. Im Gegensatz zur Trias zeichnet sich der Jura durch seine konstant marine Ausbildung, seine Armut an klastischen Gesteinen, Mangel an Kohlengesteinen usw. aus — aber dies alles gilt nur mit Ausnahme des Purbeck. Fast lieber als dem Jura, möchte man dieses unharmonische Gebilde der Kreide zuweisen, wie es zum Teil Renevier und Rollier getan haben. Allein auch dort gliedert es sich im Juragebirge nicht harmonisch an. Aber diese fast plötzliche Unterbrechung der Reihe der marinen Schichten, die ja über Frankreich und Norddeutschland hinaus nach England („Wealden") reicht und gegen E sich zu einer großen stratigraphischen Lücke (Fehlen der Kreide) noch verstärkt, war eben die berechtigte Veranlassung, in dieses durch Wechsel des Absatzmediums und Festland so auffallend gezeichnete Niveau der stratigraphischen Reihe den großen Trennungsstrich zwischen Jurasystem und Kreidesystem zu legen.

In unserem südlichen und mittleren Jura setzt das Purbeck mit einer Schichtreihe ein, die bald litoral, bald brackisch und lagunär ist, oder aus einem mehrfachen Wechsel von marinen und Süßwasserablagerungen besteht. Die heutige Ausbreitung des Purbeck im Juragebirge fällt fast ganz mit derjenigen der Kreide zusammen oder geht nur wenig über die letztere hinaus. Gute Aufschlüsse sind nicht häufig. Das Purbeck scheint bloß eine fazielle Variation im oberen Portlandien zu sein.

Nördlich der Linie Faucine—Vallorbe stellen sich im Purbeck Rauwacke, dolomitische Kalksteine, Gipslinsen, bituminöse Mergel ein. Gegen S wird die Stufe als Süßwasserkalk mit Chara und Cypris, unmittelbar auf marinem Portlandien aufsitzend und mit marinen oolithischen Kalken und bunten Breccien wechsellagernd, sehr mächtig, am Vuache bis 75 m, am Salève stets über 40 m (Detailprofile in Joukowsky und Favre, Le Salève).

4. Der Gesteins- und Mineralbestand des Jurasystemes im Juragebirge.

(Taf. XVIII und Taf. XXVII.)

a) Kalksteine.

Chemisch reine Kalksteine kommen wohl nie vor, aber manche nähern sich doch solchen an. Die zuckerkörnigen oder marmorartigen Massenkalke im oberen Kimmeridge am Randen enthalten 98 bis 99% $CaCO_3$. Die Kalkfabrik in St. Ursanne beutet oberes Rauracien aus, das die Zusammensetzung hat: $CaCO_3 = 99{,}5$, $MgCO_3 = 0{,}5$, Phosphor = 0,0056 bis 0,023%. Für die Calciumkarbidfabrikation darf der Phosphorgehalt nicht über 0,08% steigen.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß sehr viele der dichten Kalksteine des Juragebirges zum größten Teil chemischer Niederschlag sind. Auch in Kalksteinen, die reich an organischen Resten sind, findet sich meistens noch viel Grundmasse, die nicht als zerriebener oder umkristallisierter organischer Kalk, sondern direkt durch chemischen Niederschlag als dichter Kalkstein entstanden ist.

Die Versuche, Kalksteine des Juragebirges als Lithographiesteine zu verwenden, sind nicht erfolgreich gewesen. Am Salève und Vuache sind Süßwasserkalke des mittleren Purbeck, bei Ste.-Croix solche des Portland gebrochen worden. Auch die „wohlgeschichteten Kalke" (Sequan) am Randen hatten einst Hoffnungen erweckt. Allein letztere sind gegenüber den Solenhofer-Platten zu dickbankig; in dünnere Platten zersägt, brechen sie unter der Presse, und die Homogenität ihrer dichten Grundmasse ist zu oft von Unregelmäßigkeiten, Fossilresten usw. unterbrochen. Ebensowenig erfüllten die bei Effingen gebrochenen Malmkalke die Erwartungen.

Dolomitische Kalksteine und Dolomite sind im Jurasystem nicht annähernd von der Bedeutung wie in der Trias. Wir treffen solche fast nur im zentralen und SW-Jura im Malm vom oberen Sequanien bis Purbeck. Zellendolomite, zuckerkörnige Dolomite, plattige Dolomite, dolomitische Mergel sind im Portlandien („Dolomie portlandienne") und Purbeck vorhanden. Im Kimmeridgien gibt es dolomitische Gesteine bei Ste.-Croix, und die Massenkalke des Randen können etwas dolomitisch sein.

Zoogene Kalke. Korallenkalke. Im Lias sind keine korallogenen Kalke bekannt, wohl aber im Dogger und besonders im Malm.

Die ersten Korallen finden sich im Aalénien. Im Dogger treffen wir Korallenkalke im Bajocien des Waadtländer Jura, ferner bei Ste. Ursanne, Liesberg, La Chaux-de-Fonds. Im Bathonien sind sie in verschiedenen Horizonten häufig (Basler und Aargauer Tafeljura, über dem Hauptrogenstein im Berner Jura, Pierre blanche am Chasseron). Im Callovien gibt es keine Korallenkalke, dagegen werden sie in litoralen Fazies des Malm häufig. Die Oxford-Mergel enthalten nur hie und da kleine Einzelkorallen. Die schönste Entwicklung bietet das Rauracien. Berühmt sind die Fundstellen bei Liesberg-Fringeli, La Caquerelle. Diese Korallenkalke sind oft weiß kreidig, auch oolithisch und führen reichlich Diceras. Sehr oft gehen sie in wahre zoogene Breccien über, in welchen die vom Meere zertrümmerten Korallen, Diceras, Nerineen, Bryozoen usw. kaum mehr zu bestimmen sind. Das untere Sequanien ist reich an Korallenkalken im Neuenburger und Berner Jura. Bei Liestal und am Weißenstein enthalten die Crenularis-Geißbergschichten Korallenbänke, wo oft verkieselte Korallen in kreidigen Kalken liegen. Das Kimmeridgien besteht SW der Linie Risoux—Mont Tendre überhaupt aus Korallenkalken. Zoogene korallenführende Breccien finden sich im Portlandien des Waadtländer und Neuenburger Jura und in ausgezeichneter Entwicklung am Salève.

Man beachtet leicht, daß mit dem Steigen in der Schichtreihe die Korallenkalke sich mehr und mehr nach S verschieben.

Spongitenschichten. Die Schwammbänke leben in tieferem, uferfernerem Meere als die Korallen und müssen schon zu den pelagischen Ablagerungen gezählt werden.

Das untere Argovien (Birmensdorferschichten Stutz, Calcaires à Scyphies) ist eine Schwammbankbildung von erstaunlicher Ausbreitung durch den größten Teil des Jura und der helvetischen Alpen. Die Hexactinelliden (Kieselschwämme) herrschen darin vor (60 von 95 Arten), was ein pelagisches Meer von über 200 m Tiefe, also eine bathyale Ablagerung anzeigt. Die Kieselschwämme sind oft verkalkt, während in den gleichen Schichten manche Kalkschalen verkieselt, andere verschwunden sind. Im W-Jura ist das neritische Zeitäquivalent, das Rauracien, reich an kleinen verkieselten Calcispongien, die gerne im Seichtmeer neben Korallen auftreten, während umgekehrt Kieselschwammbänke und Riffkorallen sich ausschließen. Ein zweites höheres Niveau von Schwammbänken geringerer Ausbreitung enthalten die Badenerschichten (Unteres Kimmeridgien, Tenuilobatusschichten). Auf den Schichtflächen an der S-Seite des „Stein von Baden" liegen die Hexactinelliden oft dicht nebeneinander. In einem dritten Horizont des Aargauer Malm, im oberen Kimmeridgien, bilden in den Wettingerschichten vorherrschend die Lithistiden, Kieselschwämme mit fest verflochtenem Skelett, die Schwammbänke. Am Schartenfels bei Baden erscheinen sie in völligen Schwammbreccien und Schwammriffen. Sie gehören mehr der Übergangszone vom bathyalen in das neritische Meer an. (Näheres in Oppliger: Die Juraspongien, Abhdlg. schweiz. paläont. Ges. 1897, 1907 und 1915.)

Am Randen kennt man zwei Nulliporenbänke im unteren Impressatone.

Echinodermenkalke (Spatkalke) sind am reichlichsten im Dogger entwickelt.

Im Lias gibt es nur spärliche Vorkommnisse (Cardinienschichten bei Gelterkinden, Arietitenkalke im Fricktal und bei Solothurn, Margaritatusschichten bei Brugg). Das Aalenien enthält in den Murchisonaeschichten spätig-oolithische Kalke. Die Pierre à entroques (Trochitenkalk) ist ein weit verbreitetes Crinoidengestein der Sowerbyzone (Ste. Ursanne, Choindez, Moutier, Chasseral, Gelterkinden). Im SW-Jura sind Echinodermenkalke im Bajocien weit verbreitet (oft Pentacrinusgesteine). In den Marnes du Furcil (Bathonien) finden sich Spatkalke zusammen mit Oolithen. Hierher gehören ferner die Couches de Movelier (Hölstein, Läufelfingen, Kaiseraugst), die eisenschüssigen Spatkalke des Basler und Aargauer Tafeljura.

Manche Schichten des Callovien sind lokal als Spatkalke ausgebildet (Variansschichten in Gelterkinden und Ste.-Croix, E von Mandach die Knorri-Spatkalke, Athleta-Ancepsschichten bei Hölstein—Läufelfingen, Obercallovien am Homberg bei Olten).

Die kräftigste Entwicklung zeigen die Echinodermenbreccien in der Dalle nacrée, über welche wir schon S. 488 berichtet haben.

Im Malm sind Echinodermenbreccien Ausnahmen: Unter- Sequanien in den Umgebungen von Le Locle und La Chaux-de-Fonds und zwei Crinoidenbänke (Pentacrinus subteres) in den wohlgeschichteten Kalken am Randen.

Bryozoenkalke. Im Kimmeridgien (Ptérocérien) der inneren Regionen des Juragebirges finden sich mehr oder weniger oolithische weiße Bryozoenkalke. Oft beteiligen sich die Bryozoen auch am Aufbau der Spatkalke, z. B. der Dalle nacrée.

Die Foraminiferengesteine fehlen auch im Jura nicht, indessen besitzen sie hier anscheinend bei weitem nicht die Bedeutung wie etwa in der alpinen Kreide. Wir können das auf Grundlage der bisherigen mikroskopischen Prüfungen sagen, obschon in den bisherigen Untersuchungen für Jura und Kreide noch große Lücken bestehen. In manchen Oolithen, in vielen Echinodermenbreccien findet man nur hie und da einzelne Foraminiferen. Die wenigen, welche bisher das Mikroskop in der Juraforschung verwendet haben, sind R. Häusler (1881—1893), Gaub (1910), Deecke (1886), v. Osten-Sacken (1913), Kilian und Hovelacque (1897),

U. Grubenmann und Arth. Erni („Beiträge", geotechn. Serie Bd. 5 1915). Wir stehen hier noch ganz im Stadium der vereinzelten Beobachtungen.

Steinalgenkalke oder Nulliporitenkalke finden sich in allen Stufen des Malm, am reichlichsten im Argovien. Sie können in ihren kriechenden zylindrischen, sich vielfach verzweigenden, stumpf endigenden Ästen ganze Gesteinslager erfüllen und aufbauen (Chasseral, Baden, Lauffohr, Solothurn, Randen). Am verbreitetsten ist Nulliporites hechingensis. Eine eingehende Untersuchung über die Kalkalgengesteine des Jura fehlt noch.

Kalkoolithe. Oolithische Texturen sind in Kalksteinen, Mergeln und eisenreichen Gesteinen weit verbreitet. Sie haben dem Jurasystem auch den Namen der Oolithformation eingetragen. In Kalksteinen und Mergeln sind die Oolithkörner vorherrschend kalkig, in den Eisengesteinen dagegen Eisenmineralien, am gewöhnlichsten Limonit. Über die Entstehung und die verschiedenen Typen der Oolithe sind die Untersuchungen noch lange nicht abgeschlossen. Wir verweisen hier nur auf Gaub (die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb, Jena 1910). Im großen und ganzen sind die Oolithe eine Texturform, welche im sich verfestigenden, detritiv organogen und zugleich chemisch niedergeschlagenen Gesteinsschlamme durch eine konkretionäre Anordnung sich primär bilden. Die Oolithkörner sind kleine Konkretionen, die ein schon vorhandenes Fossilbruchstück, ein Mikrogerölle irgendwelcher Art inkrustieren und schalig weiterwachsen, bis auch das calcitische Zwischenmittel fest geworden ist. Große Mannigfaltigkeit im einzelnen, Ähnlichkeit im ganzen ist den Oolithen eigen. Genauere Unterscheidung verschiedener Oolitharten, Differenzen in der Struktur der Kalkoolithe und der Eisenoolithe usw. sind noch offene Fragen. Die Korngröße kann von Bruchteilen eines Millimeter Durchmesser bis über ein Zentimeter ansteigen. Viele Kalkoolithe sind fast reine Kalksteine (z. B. Hauptrogenstein im Aargauer Plateaujura mit ca. 98% $CaCO_3$, 1,7% $MgCO_3$).

Kalkoolithe findet man im Juragebirge:

Im Lias: sehr spärlich. Sie sind bekannt aus den Angulatenschichten am Randen, den Cardinienschichten von Gelterkinden bis Frick und den Arietenkalken des Berner und Solothurner Jura.

Im Dogger: Alle Stufen und Horizonte sind strichweise oolithisch ausgebildet. Zwei Oolithzonen sind besonders gut entwickelt und weit ausgebreitet: 1. im oberen Bajocien der „Ältere Rogenstein", „weiße Rogenstein" oder „Untere Hauptrogenstein". Er reicht vom Neuenburger Jura östlich bis an die untere Aare und ist bis 65 m mächtig. 2. Im Bathonien folgt der obere Hauptrogenstein ebenfalls vom Neuenburger Jura bis an die untere Aare, bis 30 m mächtig. Diese beiden Oolithstufen bilden im Bergprofil steile helle Wände, die man für Malmkalk ansehen könnte. Sie sind im Aargauer Jura das orographisch prägnanteste Glied der Gesteinsreihe (siehe z. B. Fig. 88).

Im Malm finden sich viele helle Oolithe, die zugleich mehr oder weniger kreidig sind. Im nördlichen Jurastrich von Salins bis Basel besteht der mittlere Teil des Rauracien aus Nerineen führenden Oolithen, die pisolitisch, stellenweise brecciös ausgebildet sind. Das Sequanien enthält mehrere oolithische Horizonte von konstanter Ausbildung: an der Basis roter Oolithkalk (Locle, La Chaux-de-Fonds, Yverdon—Ste.-Croix, über Baulmes, St. Sulpice). Die Crenularis- und Wangenerschichten von Aarau und Solothurn enthalten Oolithbänke, die Naticaschichten des Basler Tafeljura werden „Riesenoolithe", in den Freibergen gibt es Großoolithe. Zuoberst im Sequanien treffen wir längs des inneren Jurarandes ein hie und da kreidiges, sehr konstantes Niveau von Oolithen (Oolith von Sta. Verena, Laufon usw.). Im Kimmeridgien findet sich hie und da oolithische Ausbildung, indessen ohne konstanten Horizont. Im unteren Kimmeridgien tritt uns in Valfin bei Ste. Claude

jenes Lager von Oolith mit Nerineen und Diceras entgegen, das von P. de Loriol und Abbé Bourgeat eingehend studiert worden ist. Die Massenkalke des Randen sind hie und da oolithisch. Das Portlandien enthält am Salève einen Großoolith. Seine Dolomite können von Oolithkalken begleitet oder selbst oolithisch sein (Le Locle-Morteau). Im Neuenburger Jura ist der unterste Teil des Portlandien oft oolithisch. Das Purbeck ist besonders im unteren Teil am Salève oolithisch, und das obere Purbeck des Waadtländer und Neuenburger Jura enthält oolithische Süßwasserkalke.

b) Mergel.

Sehr viele Kalksteine des Jura sind mehr oder weniger tonig; sie gehen über in Mergelkalke, Mergel, Tonmergel und Tone.

Zementsteine.

Manche Mergelkalke, Mergel und Tonmergel haben jene gleichförmige feinste Mischung ihrer kalkigen und tonigen Bestandteile, die sie zur Zementfabrikation ohne stets dosierende künstliche Mischungen (Romanzemente) oder nach künstlicher Mischung (Portlandzemente) eignet. Im allgemeinen kann man sagen, daß die pelagischen Mergelgesteine die viel gleichförmigeren Mischungen aufweisen, als Mergel von litoraler Fazies oder gar solche aus brackischen oder Süßwasserablagerungen (wie z. B. manche Zementsteine der Molasse). Es sind besonders drei stratigraphische Stufen im Jura, welche Zemente liefern und eine große Anzahl gewaltiger Zementfabriken mit ihrem Rohmaterial versehen.

1. Die Marnes du Furcil, oberes Bathonien, werden in Noiraigues im Traverstale ausgebeutet — vielleicht gehören auch die Zementschichten von Convers hierher. Diese Fazies ist nicht weit ausgebreitet.

2. Die Oxfordmergel, einschließlich Terrain à Chailles und unteres Rauracien liefern die Rohmaterialen für die Zementfabrikation besonders im nördlichen Juragebiete (Ste. Ursanne, Laufon, Liesberg, Bellerive).

3. Das Argovien ist die Zementsteinlagerstätte in der Zone des Jurainnenrandes. Seine Effingerschichten werden ausgebeutet in Ehrendingen, Holderbank, Wildegg, Aarau, Reuchenette, Rondchâtel, St. Sulpice, Baulmes, Vallorbe.

Ausnahmen sind selten: die Zementfabrik von Cressier (Neuchâtel) benutzt die Mergel der Kreideformation (Hauterivien).

c) Kieselige Gesteine.

Im allgemeinen ist der Jura nicht reich an kieseligen Gesteinen. Feuersteinkonkretionen, Chalcedonknollen und -Bänder und verkieselte Fossilien kommen in manchen Kalksteinen, aber meistens nur in lokaler Ausbreitung vor. Am kieselreichsten sind meistens die Spongienkalke, sei es, daß die Kieselsubstanz von den Kieselschwämmen selbst herrührt oder durch diese zur Ablagerung veranlaßt worden ist.

Der Lias enthält außer den Margaritatusschichten in der Umgebung von Brugg keine kieselreichen Kalke oder Mergel. Kieselige Kalke und verkieselte Fossilien trifft man im Bajocien (Blagdenischichten) am Chasseral, Weißenstein, bei Günsberg, am Hauenstein. Am Chasseral enthalten diese Schichten, und lokal ebenso die Dalle nacrée, Feuersteinknollen und sogar weiße Calcedonschnüre. Im Basler Jura enthält das untere Oxfordien verkieselte Ammoniten, im Berner Jura sind oberes Oxfordien und unteres Rauracien oft kieselig. Feuersteinkonkretionen sind reichlich vorhanden in den Wettinger- und Wangenerschichten im Aargau, im unteren Ptérocérien oder oberen Sequanien des südlichen Jura bis an den Salève, in den Quader- und Massenkalken und gelegentlich auch in den Plattenkalken des Schaffhauser Jura.

Vielfach finden sich Petrefakten, die halb in Feuersteinknollen, halb im umgebenden Kalkstein oder Mergel stecken; oder die gleichen Fossilien, die der Kalkstein

enthält, sind auch in den Feuersteinknollen eingeschlossen. Die Gleichzeitigkeit von Konkretion und einbettendem Gestein ist dadurch erwiesen. Die Feuersteinknollen aus Dogger und Malm haben das Rohmaterial für paläolitische Werkzeuge der Höhlenbewohner geliefert — immerhin nur ein dürftiges Rohmaterial im Vergleich zu demjenigen der französischen paläolitischen Höhlengebiete.

Ein anderer Typus kieseliger Gesteine sind die quarzsandigen Gesteine, welche durch Lösungsumsatz oder neuen Niederschlag kieselig verkittet, von Calcedonschnüren durchsetzt sind oder auch Feuersteinknollen enthalten.

Der untere Lias hat von Laufen bis Balstal weiße quarzige Sandsteine. Die Obtususzone (oberer Gryphitenkalk) am Weißenstein enthält Silexkonkretionen in sandigem Kalkstein. Damvant, La Scheulte, Chamesol enthalten im Sequanien fein sandige verkieselte Schichten, die Schleifsteine iefern.

d) Glaukonitische Gesteine.

Im Gegensatz zum Kreidesystem des Jura und besonders der Alpen ist das Jurasystem des Juragebirges ebenso wie die Trias arm an Glaukonitgesteinen. Man findet zwar solche durch die ganze gewaltige Schichtreihe, aber immer nur wenig und nur von lokaler Ausbreitung. Am häufigsten sind sie in den Eisenoolithen. Es ist nach Cayeux sogar möglich, daß manche Eisenoolithe aus Glaukonitgesteinen entstanden sind.

Glaukonit (Gl.) ist gefunden worden:

Im Lias: Weißensteintunnel, Obliquaschichten oben mit wenig Gl., die Davoeischichten und das obere Charmouthien-unten mit stark glaukonitischen Belemnitenkalken, oben mergelig mit wenig Gl.

Im Dogger: Chamosit oder Gl.körner sind reichlich in den Ornathentonen des Randen und im Callovien des S-Jura (La Rivière bei Chézéry, la Faucille).

Im Malm: Im Oxfordien von St. Sulpice, Ste.-Croix, Baulmes, Vallorbe dunkle Mergel mit Gl. und zugleich oft Eisenoolith. Unterste Bank der Birmensdorfer Schichten am Randen, Argovien bei Ober-Buchsiten, Badener Schichten in Baden viel Gl. Im Kimmeridgien hie und da zerstreute Körner von Gl.

e) Eisenoolithe und eisenschüssige Gesteine.

Dunkel blauschwarze Farben sind im Inneren der Doggergesteine verbreitet. An der Verwitterungsfläche entstehen rostige Anlauffarben. Der Braune Jura hat von diesen Farben seinen Namen. Rostfarben durch Eisengehalt treten im Lias häufig, im Dogger meistens, im Malm nur selten auf. Hie und da häuft sich der Eisengehalt so sehr, daß er sich in Limonit-Oolithkörner verdichtet. Im Lias und Malm sind die Eisenoolithe Ausnahme, im Dogger dagegen in vielen Horizonten häufig.

Im Lias: sporadisch etwas Eisenoolith in den Cardinienbänken bei Aarau, Brugg, Fricktal; ebenso im unteren Arietenkalk bei Aarau.

Im Dogger:

Aalénien: In den Murchinsonaeschichten im Bernerjura (Vellerat, Choindez, Moutier, Delémont), im Basler- und Schaffhauser Tafeljura vorhanden. Ein konstantes Eisenoolithniveau liegt im obersten Aalénien (Schichten der Ludwigia concava und des Lioceras concavum) vom Berner- und Solothurner Jura bis in das Fricktal, besonders gut entwickelt am S-Fuß von Vogesen und Schwarzwald

Bajocien: 1. Eisenoolithe in den Sowerby-Sauzeischichten von Solothurn durch den Tafeljura bis in den Randen. 2. In den Humphriesischichten (Bifurkatenoolith) von Le Locle durch Weißenstein und Hauensteingebiet, S-Fuß des Schwarzwaldes bis an den Randen. Dieser konstanteste Horizont enthält reichliche Eisenoolithe in Mergeln.

Bathonien: Eisenoolithe fast nur in den Ferrugineusschichten von Fricktal.

Callovien: Eisenoolithe durch den ganzen schweizerischen Jura in verschiedenen Horizonten weit verbreitet: Unteres und mittleres Callovien reich an Eisenoolith in Kalk und Mergel, begleitet von Glaukonit bei Chézéry in der Reculetkette, die Macrocephalusschichten ebenso bei Gelterkinden

und am Randen, die Variansschichten im Fricktal. Die Athleta-Ancepsschichten sind der ausgebreitetste und konstanteste Eisenoolithhorizont im ganzen Dreieck zwischen Vuache, Baulmes-les-Dames und Randen. Die Ornatentone von Gelterkinden enthalten zum Teil große Eisenoolithkonkretionen, diejenigen des Randen Körner von Chamosit und Glaukonit („Ornatenoolith"). Die Athleta-Anceps-, die Macrocephalus- und die Variansschichten sind vielfach zugleich mehr oder weniger eisenoolithisch, die oberen Parkinsonischichten oft als eisenreiche Echinodermenbreccien von mehreren Metern Mächtigkeit entwickelt.

Im Malm: Fast nur das Oxfordien führt in seiner „Faciès réduit" längs der Jura-Innenseite und in einem Teil des südlichen Jura in der Zone des Cardioceras cordatum dunkle Mergel mit Eisenoolithen (Chézéry, Ste.-Croix, Pouillerel und Crosettes bei La Chaux-de-Fonds, Chasseral, Günzberg, Homberg bei Olten, Fricktal). Im ganzen über dem Oxfordien gelegenen Malm gibt es keinen Eisenoolith mehr. Die einzige Ausnahme wird von Koby aus dem unteren Rauracien von Develierdessus angegeben, wo ein eisenschüssiger Echinodermenkalk oolithisch wird.

Ausbeute der Eisenerze des Jura.

A. Trautweiler, Aargauische uud schweizerische Eisenproduktion in Vergangenheit und Zukunft. Schw. Bauzeitung 1916.

Im Juragebirge sind Eisenoolithe vielfach verhüttet worden.

Die Eisenoolithe des unteren Bajocien sind in Grange-Guéron und Orties NE von Les Rangiers und in Undervelier ausgebeutet worden. In Grange-Guéron finden sich 3 Eisenoolithlager von zusammen 2 m Mächtigkeit.

Am bedeutendsten war die Ausbeute der Callovienerze am Randen und im Aargauer Tafeljura. Dort sind die Schichten der Spatkalke, eingeschlossen im unteren Teil der Variansschichten („Würtembergicus"- oder Ferrugineusschichten), sehr eisenschüssige, teilweise oolithische Echinodermenbreccien von einigen bis zu max. 17 m Mächtigkeit. Sie erstrecken sich von Hübstel bei Ueken im W bis in die Nähe von Zurzach im E. Die anhaltendste Ausbeute wurde am Feuerberg bei Wölflinswil im Fricktale und etwas weniger stark auch am Kaisacker bei Sulz und bei Böttstein betrieben. Die Eisengewinnung begann schon im 14. Jahrhundert.

Die Eisenindustrie (besonders Nagelfabrikation) hatte ihr Zentrum in Laufenburg. Sie stand in höchster Blüte während des Dreißigjährigen Krieges (1618—1648). Zu Mitte des 18. Jahrhunderts geriet sie in Verfall und hörte vor etwa 120 Jahren ganz auf. Das letzte Hammerwerk in Albbruck wurde dann mit Schaffhauser Bohnerz gespiesen, bis es 1864 aufgegeben werden mußte. Die Ursache für den Rückgang lag im geringen Eisengehalt der Erze, im Kohlenmangel und in der Importation von fertigem Eisen aus dem Auslande. Über die Eisenoolithe und eisenreichen Spatkalke des Callovien, die sich weithin gleichmäßig erstrecken, besitzt man bisher nur wenige Analysen. Die günstigsten erzählen von 25 bis 35 und sogar bis 40% Fe. Ing. Trautweiler, der in neuester Zeit der Frage der schweizerischen Eisenproduktion näher nachgegangen ist, fand im Mittel 15%, im Maximum 21% Fe. Gelänge es, ein einfaches Anreicherungsverfahren zu finden und die Erze zum Teil elektrisch zu verhütten, so dürften die Callovien-Eisenerze des Tafeljura doch wiederum zur Eisengewinnung mit herangezogen werden, denn ihre Lager sind mehrere Meter mächtig und auf große Ausdehnung gleichmäßig entwickelt.

f) Trümmergesteine (Sandsteine, Breccien und Konglomerate).

Kalksteine und Mergel mit sandigen Bestandteilen (Sandkalke usw.) sind im Jura öfter zu finden, während wirkliche Sandsteine, wo ein Sandkorn das benachbarte berührt, zu den Seltenheiten gehören.

Echte Sande und Sandsteine kommen an folgenden Stellen vor:

Limmern N von Mümliswil. Über den Schichten des Hettangien folgt ein Bonebed, das mit weißen Sanden bedeckt ist. Faziell entspricht die Erscheinung vollständig dem Rhät; sie ist eine etwas jüngere letzte Wiederholung derselben Erscheinung.

Zwischen Balstal und Laufon: weiße oder durch Pyrit gefärbte Sande im unteren Sinémurien. Bärschwil: stark sandige Gryphitenkalke. Altrüttiberg bei Grenchen: die gleichen Schichten als Sandsteine mit großen farbigen Quarzkörnern. Das obere Sinémurien am Weißenstein ist ein grober Kalksandstein mit großen Quarzkörnern.

Auffallenderweise beschränken sich diese Vorkommnisse des sandigen unteren Lias auf das gleiche Gebiet, in welchem auch die unterliegenden Rhätsande entwickelt sind. Es macht den Eindruck, als hätten die Bildungsbedingungen der rhätischen Zeit noch in den Lias hinein angedauert. Woher die Sande kamen — vom Schwarzwald oder von den Alpen oder aus der benachbart über Wasser ragenden Trias —, scheint nicht bestimmbar zu sein. Sonst treffen wir im ganzen oberen Lias, Dogger und Malm keine Sandsteine mehr mit Ausnahme etwa der Sequan-Schleifsteine von Damvant, La Scheulte und Chamesol. Sande und Gerölle folgen endlich wieder im litoralen Purbeck am Bielersee.

Geringe sandige Beimengungen in Kalksteinen und Mergeln sind im Juragebirge viel häufiger als eigentliche Sandsteine.

Sie beginnen im Lias (Cardinienbänke, Gryphitenkalke, Jurensisschichten). Das Aalénien ist stark sandig in verschiedenen Zonen (Opalinus-, Murchinsonae-, und Concavusschichten des nördlichen Jura), ebenso das Bajocien (Blagdenischichten vom Chasseral bis an das untere Aaretal, Sauzei- und Sowerbyschichten). Das Callovien enthält die sandigen Variansschichten (Calcaire roux sableux), die diesen Faziescharakter durch den ganzen Jura behalten. Im marinen Malm scheinen keine sandigen Sedimente vorhanden zu sein.

Breccien sind im Jura des Juragebirges ebenso wie die Sandsteine Seltenheiten. Sie treten fast nur in den obersten Schichten auf, wo der marine Charakter bereits unterbrochen ist.

Im Neuenburger Jura und von da gegen SW findet man im Purbeck bunte Breccien und Konglomerate oder Breccien mit schwarzen Kalksteintrümmern. Am schönsten sind dieselben am Salève ausgebildet, wo Joukowsky und Favre bis zu 12 Wiederholungen von Breccienlagen gefunden haben. Die Trümmer sind schwarzblaue Kalksteine von lokaler Herkunft. Grobes Konglomerat im Purbeck ist an der Straße von Vaulion nach Petrafelix im Waadtländer Jura zu sehen. Nach Rollier kommen ähnliche Bänke mit schwarzen Kalksteinbrocken auch schon an einigen Stellen im Kimmeridgien und Portlandien vor (Moutier-Court.) Auch vom Salève werden Kalkbreccien aus dem unteren Kimmeridgien erwähnt.

Wirkliche Konglomerate mit gut gerollten Geschieben fehlen dem Jurasystem vollständig.

g) Bituminöse und kohlige Gesteine.

Ausbeutbare Kohlen fehlen dem Jurasystem vollständig, wohl aber gibt es einzelne bituminöse oder kohlenhaltige Horizonte:

Lias: Vom Weißenstein gegen E sind die Insektenmergel, die hier die Basis des Lias bilden, stark bituminös und hie und da reich an eingeschwemmten Landpflanzen. Zwischen dem Fricktal und der Aare (bei Gansingen) enthalten sie ein 6 cm mächtiges wahrscheinlich allochthones Kohlenflözchen. Die Arietitenkalke des gleichen Gebietes, die Obliquaschichten des Weißenstein, die Davoeischichten des Randen enthalten einzelne ähnliche schwache Kohlenlager. Die Posidonomyenschichten des oberen Lias führen am konstantesten bituminöse Lagen vom Neuenburger Jura bis an den Randen. Es finden sich hier bituminöse Mergel mit eingelagerten Bänken von Stinkkalk. Zwischen Fricktal und Aare und bei Beggingen (Schaffhausen) sind Gagatlinsen oder Gagatschichten dazwischen eingeschlossen. Die Insektenmergeldecke des Heuberg, E Kaisten, S Laufenburg enthält in 70 cm Abstand zwei rasch auskeilende, allochthone Gaskohlenflöze bester Qualität von je 8 cm Mächtigkeit (Mitt. von A. Hartmann).

Dogger: keine bituminöse Lager bekannt — nur Tropfen von Petrol in Hohlräumen bei La Brévine.

Malm: Das untere Oxfordien enthält hie und da Lignitstücke als Driftholz eingelagert, Reste von Landpflanzen, bei Châtillon Palmenfrüchte. Im mittleren Oxfordien finden sich bituminöse Mergel. Der Malm zwischen Oxford und Purbeck ist fast durchweg hellfarbig. Als Seltenheit wird berichtet, daß bei Bressaucourt (Delsbergerbecken) im mittleren Kimmeridgien schwärzliche kohlige Kalke mit Thracia incerta vorkommen. Der Korallenkalk des Rauracien von Pfeffingerschloß und Schloß Neuenstein (S Laufen) enthält ein schwaches Kohlenlager, und das Kimmeridgien von Solothurn besitzt Asphaltimprägnationen auf den Klüften. Selbstverständlich ist das Purbeck öfter die Lagerstätte kohliger Substanzen. Es enthält schwarze kohlige Mergel in Villers-le-Sec, La Chaux-de-Fonds, Le Locle, Gorges de l'Areuse, bei Baulmes usw.

h) Lager mit pyritischen Fossilien.

Immer sind es nur mehr oder weniger bituminöse schwarze Mergel und Tone, welche die Pyritfossilien enthalten. Es scheint, daß nur bei Einbettung in einem Medium von reduzierender Tendenz Pyrit entstehen und sich erhalten konnte. Auffallenderweise sind die in Pyrit versteinerten Fossilien fast immer sehr klein. Es gilt dies von Schnecken wie Muscheln, besonders aber von den oft massenhaften Ammoniten. Der Schluß auf nur junge Tiere oder auf Zwergformen wäre aber unrichtig. In günstigen Fällen, besonders in den nicht verwitterten Tunnelaufschlüssen, findet man hie und da als schwachen, aber deutlichen Abdruck im Mergel das Fossil von normalem Umfang weit über das Pyritifizierte hinausreichend. Die Versteinerung durch Pyrit betrifft nur die innersten Windungen; die größeren Windungen und die Wohnkammern der Ammoniten sind nicht pyritifiziert. Vielleicht wurde nach raschem Einschluß in Gesteinsschlamm der pyritifizierende Schwefelwasserstoff des verwesenden Organismus ganz nur in den hintersten Teil der Schale gedrängt. Bei den Ammoniten bildet dafür der Sipho den Kanal. Diese Erscheinung ist noch nicht vollständig aufgeklärt.

Mergel und Tone mit pyritifizierten Fossilien finden sich:

Lias: Oberes Toarcien des südlichen (Chézéry) und zentralen (Tunnel des Loges) Jura, besonders im Gebiete von Frankreich (Umgebungen von Besançon usw.).

Dogger: Oberes Aalénien (Hauenstein).

Malm: Oxfordien, besonders unteres Oxfordien von Salin bis über Basel. Dies ist die Hauptzone der Pyritmergel. Eine nur wenig bekannte kleine pyritifizierte Fauna findet sich im mittleren Argovien in Solothurn und Aargau.

i) Phosphorit.

Phosphoritfossilien sind im Jura viel seltener als in der Kreide.

Lias: Die Nummismalisschichten (unteres Charmouthien) in den Umgebungen von Aarau enthalten Phosphoritknollen, die Spinatusschichten des Randen enthalten viele Coproliten.

Dogger und Malm: Callovien und Oxfordien enthalten Phosphorit (Liesberg, Châtillon, Baumine).

k) Verschiedene Mineraleinschlüsse.

Glimmer (Sericit und Muscovit) ist in vielen Tonschiefern des Jura enthalten.

Pyrit ist in vielen Gesteinen reichlich vorhanden, teils in eingesprengten Kristallen, teils in Konkretionen, am häufigsten als Versteinerungsmittel. Markasit ist fast nur als Konkretionen oder als Versteinerungsmaterial ausgebildet. Pyritkonkretionen kommen reichlich vor im Gebiet von Fricktal bis zur Aare in der Obtususzone und

den Davoeischichten, am Randen in den Opalinustonen und Parkinsonischichten und im unteren Oxfordien des Bernerjura.

Gyps ist im Jura selten. Nur wo das zusammenhängende offene Meer aufgehört hatte und Lagunen an seine Stelle traten, wie im Purbeck, gibt es häufig Gips. Purbeckgips ist früher im Taillers bei La Brévine (Kt. Neuenburg) und an verschiedenen Stellen im benachbarten französischen Jura ausgebeutet worden. Der Gips findet sich da linsenförmig in den Mergeln des unteren Purbeck. Gewöhnlich ist er weiß, zuckerkörnig, selten faserig, oft sehr unrein. Anhydrit ist nie gefunden worden. Gipskristalle kommen in den Zellen der Rauchwacke der gleichen Stufe vor.

Außer dem regelmäßig sedimentierten Gesteinsgips findet man hie und da in verschiedenen Schichten (Sowerbyschichten bei Liestal, Oxfordien im Bernerjura) Gipskristalle, welche sekundär durch Umsetzung von sich oxydierendem Pyrit mit Calcit oder auf ähnliche Weise entstanden sind. Hierher gehören wohl auch die Fasergipse in den Davoeischichten des Fricktales, die Gipskristalle in den Kammerhohlräumen von Lioceras opalinoides aus dem Tunnel des Loges u. a. m.

Cölestin findet sich in strahligen Kristallgruppen ganz besonders in den Kammerhohlräumen von Ammoniten, oder er kann ganze Abgüsse von Ammoniten liefern. Fundorte sind: Gryphitenkalk ob Pratteln, Arietites Bucklandi von Schöntal an der Ergolz, Lioceras opalinum im unteren Aalénien des Tunnel des Loges (S La Chaux-de-Fonds), im unteren Bajocien des Weißenstein, in den Schalenkammern von Coeloceras Blagdeni am Hauenstein. Das Oxfordien in der Franche-Comté und am Randen liefert Cölestin-Ammoniten. Die Impressatone am Randen enthalten eine Cölestinbank.

Der Cölestingehalt des Jura im Juragebirge und die Vorliebe dieses Minerales für die Ammonitenkammern bleibt eine auffallende und noch unerklärte Tatsache.

Baryt ist in den Ammoniten des unteren Lias in weiter Ausbreitung zu finden, ferner im bituminösen Purbeck von Feurtilles bei Baulmes und von den Gorges de l'Areuse.

Zinkblende mit Pyrit fand sich in den Ammonitenkammern der Macrocephalusschichten von Frick und ebenso im südlichen Aargau, nach Mösch neben Zinkblende auch Göthit, Galenit, Pyrit und Cölestin.

Fluorit kleidet in kleinen Kristallen die Korallengeoden im Hauptrogenstein der Steinbrüche von St. Jakob a. d. Birs aus.

Quarz-Doppelpyramiden als kleine Kriställchen sind in den Purbeck-Gipsmergeln zu finden.

5. Einzelne Juraprofile typischer Lokalitäten.

Lias.

Unterer Lias am Randen bei Beggingen.

F. Schalch, Lias bei Beggingen 1895 und Erläuterungen zu Blatt Wiechs—Schaffhausen 1916, beide in Mitteil. der Bad. Geol. Landesanstalt.

Das hier folgende Profil ist bezeichnend für die Entwicklung des Hettangien und Sinémurien bei Fehlen des Rhät. Der Aufschluß wurde durch die Anlage der neuen Wasserversorgung von Beggingen erzeugt und war vorübergehend.

Obliquabank (Oberes Sinémurien oder Lotharingien): 12. Feste Kalkbänke mit Gryphaea obliqua und Arietites raricostatus.

Obtususstone: 11. Dunkle, eckig bröcklige, kurzbrüchige Tone, Stufe des Arietites obtusus, 8—10 m.

Arietitenkalk (Sinémurien s. str.): 10. Arietitenkalk, Stufe des Arietites Bucklandi, 4—10 m.

Angulatabank: 9. Dunkle Schiefertone („Schwaichel"), 0,30 m; 8. Angulatenbank, graublaue Kalkbank, teils dicht, teils feinkörnig mit flachen eisenschüssigen, von Bohrmuscheln perforierten Geröllen, zahlreiche Cardinien führend, 0,40 m.

Psilonotenschichten (Hettangien): 7. „Schwaichel", 2—3 m wie Nr. 9; 6. harte hellblaugraue, kristallinische Kalkbank mit fein eingesprengtem Schwefelkies, 0,40 m; 5. getrennte Bank von derselben Beschaffenheit wie Nr. 6 mit Psiloceras Johnstoni, 0,30 m; 4. „Schwaichel", 0,60 m; 3. dichte graublaue Kalkbank, 0,10 m; 2. „Schwaichel".

Trias: 1. Obere Keupermergel.

In dem Profil oberhalb Hallau, das F. Schalch durch einen Schacht hatte aufschließen lassen, fand sich Rhät und 2 Psilonotenbänke (vergl. S. 479).

Mittlerer Lias am Randen bei Beggingen.

F. Schalch, Erläuterungen zu Blatt Wiechs—Schaffhausen, 1916.

An der Straße von Beggingen nach Füetzen ist folgendes Profil zu beobachten, stets in der richtigen Schichtfolge von oben nach unten notiert:

Charmouthien: 0,90 m Mergel der Amalthaeusschichten, 0,15 m mattgraue Kalkbank, 0,60 m hellgraue Mergel mit Belemniten, Pekten und Kohlenspuren, 0,15 m fleckige Steinmergelbank mit Deroceras Davoei, 0,45 m gelbliche Mergel, innen dunkler und härter mit sehr zahlreichen Belemniten („Belemniten-Schlachtfeld"), 0,15 m Steinmergelbank mit Lytoceras fimbriatum, 0,20 m Mergel mit Belemniten, 0,36 m 2 Kalkbänke (Pektenbänke) mit Polymorphites Jamesoni.

Sinemurien s. l.: 1,00 m Obliquabänke, 9,00 m dunkle β-Tone (Obtususzone), Arietenkalk.

Oberer Lias am Randen bei Beggingen, Hohlgasse.

F. Schalch, Erläuterungen zu Blatt Wiechs—Schaffhausen, 1916.

Toarcien: 1,8—2,1 m hellaschgraue Mergel mit harten Steinmergelknollen (Jurensisschichten); 1,2 m magere Mergelschiefer mit zahlreichen Belemniten und Posidonomya Bronni; 0,1—3,0 m 3. Stinkkalkbank (Monotisplatte) mit Avicula (Monotis) substriata und Coeloceras crassum; 4—6 m Schiefer mit Fucoiden, Discina papyracea, Inoceramus dubius, Dactyloceras commune, Harpoceras Lythense, Harpoceras serpentinum usw., 0,30 m 2. Stinkkalkbank; 1,10 m zähe, zum Teil unregelmäßig spaltende dunkle Mergelschiefer mit Chondrites Bollensis, Dactyloceras commune, Harpoceras Lythense, Belemnites acuarius, Fischschuppen; 0,25 m 1. Stinkkalkbank; 0,95 m lederartige, elastische, sehr bituminöse Schiefer mit dünnen Gagatkohlenlagen, Chondrites Bollensis, Posidonomya Bronni, Dactyloceras commune, Aptychus sanguinolarius; 0,30 m weiche graue Mergelschiefer (Seegrasschiefer) mit Phymatoderma granulatum, Chondrites Bollensis, Spiriferina villosa, Rhynchonella amalthei, Plicatula spinosa, Inoceramus dubius, Belemnites paxillosus, Posidonomya Bronni.

Mittlerer Lias (Charmouthien): Spinatusschichten.

Lias des Hauensteingebietes.

A. Erni „Beiträge", Nr. 16 Erläuterungen zur geologischen Karte des Hauensteingebietes, 1915.

Charakter: Unteres Toarcien, mittlerer Lias reduziert, Lotharingien und Sinémurien s. str. gut entwickelt, Hettangien als Cardinienschichten. Der obere Teil des hier folgenden Profiles betrifft die Lokalität Fasiswald S von Bölchenfluh, der untere von der Raricostatuszone abwärts die Aufschlüsse nördlich des Dottenbergs.

Jurensiszone: Schwarze Mergel mit Eisenkiesknöllchen, Harpoceras costula Rein., H. aalense Ziet und andere Harpoceraten und Belemniten 0,20 m; graugelber sandiger Mergel, Harpoceraten und Belemniten 0,15 m; knauerig abgesonderte Bank harten Mergelkalkes mit Belemniten 0, 10 m; Mergel 0,15 m; Knauerbank wie oben 0,10 m; sandiger Mergel mit Lytoceras jurense Ziet 0,10 m.

b) Stratigraphische Tabelle des mittleren Jura oder Dogger im schweizerischen Juragebirge.

Zusammengestellt von Alb. Heim und Alph. Jeannet unter Mitbenutzung der noch nicht publizierten Tabellen von L. Rollier.

1916.

hlen bedeuten Mächtigkeiten in Metern.

Stufen (Etages)	Mächtigkeiten	Allgemeine paläontologische Zonen Z. = Zone	Litorale Fazies (keltische oder anglo-französische Provinz)								Pelagische Fazies (schwäbische Provinz)			
			Hauptsynonymen	Gliederung	Fossilien	Kettengebirge: SW-Jura	Kettengebirge: Waadtländer Jura	Kettengebirge: Neuenburger Jura	Kettengebirge: Solothurner Jura	Kettengebirge: Berner Jura	Kettengebirge: Aargauer Jura	Plateaugebirge: Basel und Aargau (nördlicher Teil)	Plateaugebirge: Gebiet Mandach—Randen (Schalch)	Gliederung	Quenstedts Stufen	Fossilien
Callovien	0,50 bis ca. 82	Z. d. *Peltoceras athleta* u. d. *Cosmoceras ornatum*	Kelloway Rock	Oolithe ferrugineuse, z. T. Terrain sous-oxfordien Athleta-Schichten Athleta-Eisenoolith Ornaten-Eisenoolith Couches de Clucy	*Cardioceras flexicostatum, Peltoceras athleta, Cosmoceras ornatum, Pleurotomaria Cypraea, Rhynchonella triplicosa*	Mergelkalke, ockergelb mit Fossilien d. Oxfordien. Chézery: 0,02—0,04. In der Crêt Châlame-Kette noch mit Eisenoolithen (ca. 0,70) mit *Cosmoceras sp. div.*	Mergel mit Eisenoolithen; lokal und immer sehr dünn, z. T. Oxfordien	Eisenoolithische ockergelbe Mergelkalke und schwarze, mergelige Lagen. Nördl. von La Chaux-de-Fonds Athleta-Anceps-Schichten bis 0,40 (lokal Oxfordien)	Eisenoolith. Mergelkalke und tonige Kalke (fossilreich) 0,50—6	Mergelige, sandige oder eisenoolithische Schichten 5—6 (am Graitery 1)	Grob-eisenoolithischer Kalk; 0—0,30. (Fehlt an der Lägern)	Meistens rotbraune Eisenoolithe nur von Herznach gegen SW entwickelt: max. 1 (Manchmal von Athleta-Anceps-Schichten untrennbar)	Dunkle Mergel mit schwachen groboolithischen kompakteren, knolligen Kalkmergellagen (Glaukonit od. Chamosit, z. T. Oxfordien (Cordatus-Anceps-Schichten) 0,50—1,25	Ornaten-Tone Ornaten-Schichten Ornaten-Athleta-Schichten	Brauner Jura	*Cardioceras flexicostatum, Peltoceras athleta, Cosmoceras ornatum, Pleurotomaria Cypraea, Rhynchonella triplicosa, Collyrites dorsalis*
				Athleta-Anceps-Schichten	*Reineckeia anceps, R. Greppini, Stephanoceras coronoides, Hecticoceras sp. div.* *Cosmoceras Jason, C. (Keppleriles) calloviense*	Harter, brecciöser, glaukonitischer Kalk (La Faucille bis 1). Eisenoolithkalke mit reicher Fauna (Chézery 0,15 cm) Eisenoolithischer Kalkmergel (Crêt-Châlame 0,50) und feinkörnige harte Kalke (Crêt Châlame 0,25)	Gelbe Eisenoolithschicht mit Reineckeien 0,10—0,15 Graue, bräunliche Spathkalke (Dalle nacrée) 5—15	Spatkalke und Echinodermenbreccie 35—40 (Gorges de l'Areuse 65)	Spatkalke (Dalle nacrée) mit *Cosmoceras calloviense* 1—10	Spatkalke (Dalle nacrée) bis 15; im östlichen Gebiet harte, sandige Kalke (Liesberg), braune Kalkplatten (Delsberg)		Rötliche Eisenoolithe und tonige spätige Kalke (bis 2,40)	Im Gebiet Beznau-Zurzach stark reduziert oder ganz fehlend	Anceps-Cordatus-Schichten	ζ	*Reineckeia anceps, Cosmoceras Jason*
		Z. d. *Reineckeia anceps*		Spatkalk Dalle nacrée												
				Callovienton (Solothurn) Macrocephalus-Schichten	*Macrocephalites macrocephalus, Ctenostreon proboscideum*	Graue, harte Kalke, schwach eisenoolithisch mit *M. macrocephalus.* Chézery 0,25—0,30; Crêt Châlame 1,0	Sandige Mergel von La Baumine am Suchet	Sandige, rotgelbliche knauerige Kalke (Calc. roux sableux) Le Locle 20—25 oder	Blaue pyritische Mergel oder Tone mit *M. macrocephalus* (Weißensteintunnel ca. 20)	Braune, sandige Mergel und Mergelkalke bis 9—10	Grobe Eisenoolithe (bis 30)	Sandige Mergel und Mergelkalke, lokal mit Eisenoolithen (bis 20)	Stark eisenoolithische Kalke und Mergel (1,50—4)	Makrocephalus-Schichten		*Macrocephalites macrocephalus, M. tumidus, Sphaeroceras bullatum, Perisphinctes Moorei*
		Z. d. *Macrocephalites macrocephalus* u. d. *Proplanulites Koenigi*	Cornbrash	Calcaire roux sableux Varians-Schichten	*Proplanulites Koenigi, Rhynchonella varians (Alemanica), Zeilleria lagenalis*	Graue Kalke; unten mergelig, oben ockerig und schwach eisenoolithisch (fossilleer) (Crêt Châlame 0,60)	Mergelkalk mit *Rh. varians.* (Calc. roux sableux)	Wechsellagerung von Mergel und Kalken, Gorges de l'Areuse 18	Sandige, spätige Kalke und Mergel mit *Cadoceras sublaeve* bis ca. 10	Sandige, bräunliche, knauerige Kalke und Mergelkalke mit Brachiopoden 12—28	Tonige, sandige Kalke mit Eisenoolithen (bis 7)	Ruppige, sandige Kalke und Mergel, z. T. eisenoolithisch 10—20, Reduktion gegen E	Kalke mit *Zeilleria lagenalis,* bunte Tonmergel wechseln mit Kalkmergel. W. Spatkalk	Varians-Schichten und Knorritone oder Knorrispatkalk		*Zeilleria lagenalis, Rhynchonella varians (Alemanica), Ostrea Knorri*
Bathonien	ca. 30 bis ca. 100	Z. d. *Oppelia (Oxycerites) aspidoides*	Forest-Marble	Ferrugineus-Schichten Oolithe miliaire ou cannabine, ruppiger Oolith Pierre blanche, Spatkalk	*Clypeus testudinatus*	Graue, kompakte Kalke mit mergeligen Zwischenlagen Chézery 60	Wechsellagerung von hydraulischen Mergeln und Mergelkalken mit Brachiopoden [Marnes du Furcil]	Südl. Teil: Hydraulische Mergel, oben u. unten; in der Mitte hydraul. Kalke (Marnes du Furcil bei Noiraigue) bis ca. 60	Nördl. Teil: (bei Le Locle) Weiße kompakte Kalke, unten oolithisch 25 Mergel mit *Pholadomya Murchisonae* und *Echinobrissus clunicularis* 9	Oolithische und weiße Kalke ca. 25	Spatkalk oder spätige Mergelkalke 2—5	Groboolithische, spätige Kalke oder Spatkalke 2—15	Eisenoolithbank mit *Oppelia aspidoides* ca. 1	Dentalien-Mergel („Tone")	ε	*Oppelia (Oxycerites) aspidoides*
			Bradford Clay	Movelier-Schichten Maxillata-Schichten Meandrina-Schichten	*Parkinsonia Schloenbachi, Coeloceras Gowerianum, Terebratula Moveliersis, Echinobrissus clunicularis*							Graue Mergel und Mergelkalke (bis 5) fehlen östl., wo sich die Meandrinaschichten finden 2—7	Sandige, etwas glimmerige Mergel mit Toneisengeoden ca. 8			*Parkinsonia Schloenbachi*
	Bathien oder Vésulien	Z. d. *Oppelia fusca*	Great Oolite Bathoolith	Grande Oolithe, oberer Hauptrogenstein, Sinuata-Schichten	*Clypeus sinuatus*	Wechsellagerung v. Mergeln und Kalkbänken ca. 10 oder	Gelblichbräunliche Mergelkalke mit *Parkinsonia ferruginea* 20	Rotgelbliche, oolithische Kalke 12	Oolithische Kalke und krümmelige Mergel mit oolithischen Gerölen und Homomyen 6—10	Oolithische Kalke 10—30 Graue Mergel und Tonmergellager 1—10	Oolithische und körnige Kalke bis ca. 30 Mergel mit *Ostrea acuminata* (lokal) bis 3	Oolithische Kalke u. Mergel 2,50—4,50 W.: Mergel mit Riesenoolithen (Mumien) und *O. acuminata* (ca. 3) Korallen	Dunkle, harte, eisenoolithische Tonkalke 20—30 Dunkle Mergel und Tone ca. 8	Parkinsoni-Oolith Hamiten-Mergel („Tone")		*Parkinsonia planulata, Perisphinctes arbustigerus* *Parkinsonia ferruginea, Hamites bifurcatus*
			Fuller's Earth	Marno-calcaire ou Calcaire roux. Acuminata-Schichten Homomyen-Mergel	*Parkinsonia ferruginea, Homomya gibbosa, Ostrea acuminata*	sandige, spätige Kalke (La Faucille 5—6)	Graue, spätige oder oolithische Kalke 30—40	[Marno-calcaire roux bis 10]								
Bajocien (Lédonien)	ca. 35 bis 300	Z. d. *Cosmoceras Garantianum*	Inferior-Oolite Bayeux-Oolith Bajocien-Oolith	Oolithe blanche ou subcompacte, unterer Hauptrogenstein, älterer Rogenstein, untere Acuminata-Sch. (Calc. à Polypiers)	Reiche Mikrofauna (Umgeb. von Basel) *Nerinea basileensis, Cidaris Andrae, Rhynchonella Davidsoni*	Korallen und Spatkalke (Chézery 60)	Kieselige, korallogene Kalkmergel 15—20	Gelbbräunliche, oolithische Kalke 60	Oolithische Kalke ca. 65	Oolithische Kalke 35—65 Unten Kalke mit *Cainocrinus Andrae*	Oolithische Kalke, unten mit Mergeln (untere Acuminata-Schichten) 45	Weiße, oolithische Kalke mit Mumien bis ca. 60 Graue, oolithische Mergel (untere Acuminata-Schichten) 10—20	Dunkle, schieferige, oolithische Mergelkalke bis 2,50	Subfurcatus-Schichten Bifurcatus-Oolithe	Lias-ähnliche Schichten	δ	*Cosmoceras Garantianum, C. subfurcatum*
		Z. d. *Witchellia Romani* u. *Coeloceras Blagdeni*		Blagdeni-Schichten	*Coeloceras Blagdeni*	La Faucille 300		Sandige Mergelkalke mit *Coeloceras Blagdeni* (Chasseral) und korallogene Mergelkalke mit *C. Humphriesianum* (Vue-des-Alpes) ca. 50	Sandige, tonige Mergel und Oolithe (untere Acuminata-Schichten) 10—15	Dunkle, sandige Mergel und Mergelkalke 12	Sandige, tonige Kalke und Mergel bis 22	Graue, knollige Sandkalke und sandige Mergel 10—30	Eisenoolithbänke mit Kalkmergeln 4	Humphriesianus-Schichten Giganten-Mergel („Tone")		*Coeloceras Humphriesianum, C. Blagdeni, Belemnites giganteus*
		Z. d. *Coeloceras Humphriesianum* u. d. *Emileia Sauzei*		Humphriesi-Schichten	*Coeloceras Humphriesianum, C. linguiferum*				Eisenoolithische, tonige Kalke bis 7, im Hauensteintunnel große Blöcke von Sowerbyi-Schichten einschließend	Mergelkalk, z. T. eisenoolithisch 3	Eisenoolithische Mergelkalke und Kalkmergel (mit Austernbank) 0,25—1,50	Knollige Eisenoolithe und graue Mergel 1—4	Graue dunkle Mergel („Tone") bis ca. 10			
				Sauzei-Schichten, neutrale Zone	*Emileia Sauzei, Coeloceras polyschides*		Wechsellagerung von Mergel und Mergelkalken mit Echinodermenkalken 60 bis 70		Sandige, spätige, eisenschüssige Kalke (bis 47 im Weißensteintunnel)	Graue, blaue Kalke, oolithisch, und Mergelkalke mit *Cancellophycus* „Neutrale Zone" 5	Blaue, graue, mehr oder weniger sandige Kalkmergel und Mergel bis 14	Blaue Kalke, sandige, spätige Kalke mit Eisenoolithen; Mergel- und Kalkbänke 10—20	Graublaue Kalkbänke 6	Blaukalke Sauzei-Schichten	γ	*Cancellophycus scoparius*
		Z. d. *Witchellia laeviuscula* u. *Sonninia Sowerbyi*		Sowerbyi-Schichten, Sublobata-Schichten Pierre à entroques	*Sonninia Sowerbyi*	Spatkalke, Echinodermenkalke (Chézery 30 bis 40)		Echinodermenkalke und korallogene Kalke und Mergel ca. 30 bis 70	Kieselige oder tonige eisenoolithische Kalke 1—8 Prachtvolle Fauna im Hauensteintunnel in Blöcken 20 m höher	Echinodermenkalke und -breccie (Pierre à entroques) bis 25, oder Korallenkalke bis 30	Mergel und Mergelkalke mit eisenoolithischen Kalkbänken bis 17	Glimmerhaltige Sandmergel, eisenschüssige oolithische Kalkbänke 5—20	Schieferige, bröckelige Mergel und dunkelbraune mergelige Kalke, manchmal oolithisch ca. 14	Sowerbyi-Schichten		*Sonninia Sowerbyi, Gryphaea sublobata*
Aalénien	60 bis 125	Z. d. *Lioceras concavum*	Marly-Sandstone	Concavus-Murchisonae-Schichten	*Lioceras concavum*	Glimmerige, sandige Mergelkalke mit *Cancellophycus* 10—15 (Nicht in der Reculetkette, aber im Crêt Châlame vorhanden)	Nicht aufgeschlossen	Graue oder blaue, oft spätige Kalke und sandige Mergel mit Fucoiden; bis ca. 40	Sandige Kalke und Mergel, eisenoolithische Mergelkalke 1 bis ca. 20	Eisenoolith mit *Lioceras concavum* bis 6 Rotbraune Kalke, sandige Kalke, z. T. eisenoolithisch bis 16	Mergel mit Sandkalken und eisenoolithischen Kalken bis 12	Mergelkalke und Spatkalke, manchmal mit Eisenoolithen ca. 3 Graue, sandige, eisenschüssige Kalke und Mergel oder spätige, oolithische mergelige Kalke 10—15	Schichten mit *L. concavum* max. 3 Graue Kalke und Mergel, Crinoidenkalke 5—18	Murchisonae-Schichten	β	*Lioceras concavum* *Ludwigia Murchisonae, Pecten pumilus*
		Z. d. *Ludwigia Murchisonae*			*Ludwigia Murchisonae, L. opalinoides, Pecten pumilus*			Glimmerige, schieferige Mergel und dunkle Kalke mit pyritischer Fauna (pars), z. T. Toarcien (unterer Teil im Tunnel des Loges vorhanden) 20 und mehr	Graue, glimmerführende Tone mit einer Zopfplatte bis 100	Schwarze, glimmerige, sandige Mergel und Tone mit Zopfplatten und Knauerbänken 30—40	Schwarze, glimmerhaltige, tonige Mergel (Coelestin-Septarien) 50—100	Schwarze, oft sandige fette Mergel und Tone, oben mit 1—2 Zopfplatten 50—100	Schieferige Letten, oben Zopfplatten und eine Pentacrinitenplatte bis ca. 100 Sandige oder fettige Tone 2—3	Opalinus-Tone Torulosus-Schichten	α	*Lioceras opalinum, Nucula Hammeri* *Lytoceras torulosum*
		Z. d. *Lioceras opalinum* u. *Dumortieria Levesquei*		Opalinus-Schichten oder -Tone Opalinien	*Lioceras opalinum, Ludwigia aalensis*	Harter Kalk mit *Lioceras opalinum* (Crêt Châlame)	Nicht aufgeschlossen									

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Zwei Knauerbänke bläulich grauen, dichten, splittrig brechenden Kalkes mit fucoidenartigen Abdrücken auf der Oberfläche. Lytoceras jurense und andere Ammoniten 0,20 m. Zone der Posidonienschiefer, des Amm. margaritatus und Amm. Davoei. Grauer Mergel mit unregelmäßigen Geröllen. Ammonites bifrons, margaritatus, Davoei 0,12 m.

Numismalisschichten: Grauschwarzer Kalk. Liparoc. striatum Rein., Aegoc. capricornu Schl., Gryphaea cymbium Gf. 0,15 m. Sandiger Mergel mit kleinen hellgrauen Knöllchen, lokal mit großen harten Knauern dichten blaugrauen Kalkes. Liparoc. striatum Rein., Cycloc. Maugenesti d'Orb., Lytoc.? fimbriatum, Nautilus, Belemniten, Spongien bis 0,50 m. Eine feste und eine knauerige Bank grauschwarzen Kalkes mit vielen weißen Flecken im Innern. Voll von riesigen Gryphaea cymbium usw. 0,35 m. Graue feinkörnige Kalkbank, Pholadomya, Pleuromya 0,20 m.

Raricostatuszone. Knauerlagen feinen grauen Kalkes, feste Bänke körnig-spatigen Kalkes und weniger Sandmergel. Im oberen Teil mit Terebratula, Gryphaea, Belemniten u. a. 3,50 m. Ähnlich sind die Verhältnisse W Schwanden N Dottenberg. In einem tiefern Liasausschnitte sind die Raricostatusschichten mindestens 27,50 m mächtig und im ganzen arm an Petrefakten. Darunter folgt der

Arietenkalk. Sieben je 20—30 cm dicke Kalkbänke mit 5—20 cm mächtigen Zwischenlagen von Schiefermergeln. Mergel mit grauem, tonigem Kalk. Grauer oolithisch-spatiger Kalk, unten und oben grobhöckerig. Auf der Unterseite mit Gryphaea arcuata besetzt. Pentacrinus tuberculatus, Arietites Bucklandi. Dünne Lage schwarzer Mergel mit Knollen und Cardinien. An Stelle der Insektenmergel folgt darunter weißer Sand mit eigentümlich glänzenden, wie gefirnissten Sandkörnern. Es ist bereits das Rhät mit Modiola minuta.

Unterer Lias im Hauensteingebiet, Limmern NE Mümliswil.

L. Rollier, „Beiträge", n. F. 8. Lfg., 2me supplément à la description géol. de la partie jurassienne de la feuille VII, 1898.

10 m blättrige Mergel, Übergang zum Mittellias. 8 m dunkle tonigkalkige Bänke, in kugelige Stücke zerfallend, mit Mergelbänken wechselnd, Gryphaea obliqua. 15 m weiße Sandsteine, weich oder fester, in einzelnen Bänken in einen Sand übergehend, der mit hellgrünen Mergeln wechsellagert. An der Basis eine Schicht mit tonigen Knollen, welche von mehr oder weniger aufgelösten Mergelgeröllen herzurühren scheinen. Diese Schicht enthält Zähne von Reptilien und Säugetieren (Sargodon, Saurichthys usw.). Es ist dies ein Bonebed etwas jünger als diejenigen im Keuper Schwabens. 2 m mergeliger, sehr dunkler Kalk mit Schlotheimia sp. Darunter Keuper.

Dieses Profil ist merkwürdig durch das Erscheinen eines Bonebed über den Hettangien- (Schlotheimia-) Schichten und durch die weißen Sande und Sandsteine noch im unteren Lias. Verglichen auch das Profil über die Schambelen in Heer, Urwelt der Schweiz 2. Aufl. S. 72, 1878.

Dogger.

Notizen über das Profil vom Lias bis in den Malm im W der Chaîne du Crêt de Chalame (Franz. Jura).

1910. X. de Tsytovitsch, Etude sur le versant occidental de la première chaîne du Jura méridional entre le Reculet et la Moutière (Credo), Archives Genève vol. XXX.

1911. X. de Tsytovitsch, Mém. Soc. pal. Suisse.

Unter sehr reduziertem Oxfordien erscheint das obere Callovien (Athleta-Zone), das Bajocien besteht aus Echinodermenkalken, das Tocarcien hat pyritifizierte Fossilien.

Argovien: Schwammbänke der Birmensdorferschichten. Oxfordien: Dünnes Mergellager mit Oppelia Richei. Callovien: 15 cm eisenoolithischer Kalkstein mit Cosmoceras ornatum, C. Duncani (= Zone des Peltoceras athleta). Bathonien wie am Reculet. Bajocien: Echinodermenkalk mit Cancellophycus. Aalénien: 40—50 cm graublauer Kalkstein mit Ludwigia

Murchisonae: Sehr feste Kalksteine, die Zone des Lioceras opalinum. Toarcien: Mergellager mit pyritischen Fossilien entsprechend der Zone des Hamatoceras insigne.

Dogger in den Steinbrüchen von Sulz S Muttenz, Basler Tafeljura.

L. Rollier, Faciès du Dogger 1911 (Stiftung Schnyder von Wartensee).

Innerhalb des Bajocien und Bathonien kommen verschiedene Oolithbildungen vor.

Bathonien: 1. 1,50 m „Oolithe cannabine"; 2. 4,00 m knollig oolithische Bänke; 3. 1,50 m graue Mergel mit Pholadomya; 4. 3—4 m Oolith mit Geoden und Korallen; 5. 20—25 m Oolith, Hauptrogenstein, ausgebeutet; 6. 1,00 m sandiger Mergel.

Bajocien: 7. 8,00 m sichtbar Oolithkalk mit Korallen.

Dogger am Weißenstein.

Gritt, N von Günsberg bei Solothurn in der Weißensteinkette. L. Rollier, l. c.

Diese Region ist stratigraphisch charakterisiert durch Ausbildung des unteren Hauptrogenstein, Zweiteilung des Bathonien, vollständiges Callovien, mit „Callovienton" (Nr. 4 und 5) nur am Weißenstein, und sehr reduziertes Oxfordien:

Argovien: 1. Spongitenschichten (Birmensdorfer Schichten).

Oxfordien: 2. 1,50 m Eisenoolith.

Callovien: 3. 1,00 m Spathkalk, graubraun; 4. 5,00 m sandige Mergel mit oxydierten Nieren; 3. 12,00 m sandige graublaue Mergel; 6. 8,00 m „calcaires roux" spathig mit Limonitflecken, rotbraun. Oberfläche von Nr. 7 mit Bohrmuschel-Löchern besetzt.

Bradfordien (Oberes Bathonien): 7. 13,00 m „Oolithe miliaire" mit Limonitadern, Bänke von 0,3—0,7 m; 8. 1—2 m „Oolithe cannabine" mit Terebratula Movelierensis, Clypeus Mülleri, Schichtoberfläche bepflastert mit Ostrea cfr. eduliformis; 9. 5,00 m braungrauer Oolithkalk „Oolithe miliaire"; 10. 5—6 m schuttverdeckt, wahrscheinlich Mergelkalk.

Bathien (Unteres Bathonien): 11. 8 m sandige graue oder braune Kalke mit Ostrea acuminata, Homomyma gibbosa usw.; 12. 4 m spathiger (echinodermischer) Oolith; 13. 5 m grobe schlecht geschichtete Kalke; 14. 6 m Platten und krümeliger Mergelkalk mit Ostrea acuminata. Oberfläche von Nr. 15 mit Bohrlöchern besetzt.

Bajocien: 15. 1 m graue Kalke mit Echinodermen; 16. 3 m brauner Oolith mit Limonitadern; 17. 2 m grober grauer oder rostiger Kalk und Kalkmergel reich an Cidaris Schmidlini; 18. 62 m mächtige Masse blaßbrauner oder weißer „Oolithe miliaire" bajocienne (unterer Hauptrogenstein); 19. 17 m Wechsel von Kalkoolithen und sandigen Mergeln grau und gelblich; 20. graue Kalkmergel mit „Chailles" oder Konkretionen, welche verkieselte Fossilien enthalten = unterstes Bajocien.

Dogger in den Gorges de l'Areuse.

H. Schardt und Aug. Dubois, Géologie des Gorges de l'Areuse, Eclogae helv. Bd. 7 1903. H. Schardt, Note sur la géologie du Plan de l'Eau et la Stratigraphie du Dogger des Gorges de l'Areuse. Bull. Soc. Neuchât. Sc. nat. Bd. 37 1911. L. Rollier, Faciès du Dogger 1911.

Der besondere Charakter liegt darin, daß unter sehr reduziertem oder fehlendem Oxford eine mächtige zweiteilige Dalle nacrée folgt, tiefer die „Marnes du Furcil" und die „Couches de Brot".

Argovien: 1. Spongitien, Birmensdorfer Schichten.

Oxfordien: 2. fehlt in Fretereule oder ist auf ein schwaches Mergellager reduziert (in Furcil).

Callovien: 3. Ockerige Mergelkalke und Spathkalke; 4. Dalle nacrée, a) 25—30 m obere Dalle nacrée, b) 4—6 m sandig graue Mergel, c) 12—20 m untere Dalle nacrée; 5. ca. 2 m sandige graue Mergel; 6. bis 24 m graue Mergelkalke und sandige Mergel wechselnd (Calcaires roux sableux).

Bathonien: 7. 20 m obere hydraulische Mergel; 8. 18 m Mergelkalk; 9. 24 m unterer hydraulischer Mergel. 7, 8 und 9 sind die „Marnes du Furcil", die in Furcil bei Noiraigue (Val de Travers) zur Zementfabrikation ausgebeutet werden. 10. 10 m „Calc. roux".

Bajocien: 11. 60 m „Oolithe subcompacte"; 12. 12 m „Couches de Brot" Kalk und Mergel mit Korallen und Brachiopoden; 13. 25 m körnige Kalke mit Crinoiden (Echinodermenbreccie); 14. 28 m feinkörnige bis dichte Kalke.

Dogger an der Faucille.

Gabr. W. Lee, Contribution à l'étude strat. et pal. de la chaîne de la Faucille. Mém. Soc. pal. Suisse, vol. 32, 1905.

In diesen Profilen fehlen sowohl Oxfordien als oberes Callovien (Zone des Peltoceras athleta). Im Bathonien gibt es keine oolithischen Gesteinsmassen, im Bajocien nur untergeordnete und lokale Oolithlager innerhalb einer mächtigen Schichtreihe von Spathkalken (Fazies des südlichen Jura).

Argovien: 1. graublaue Mergelkalke, Effinger Schichten; 2. 3 m krümelige Kalke, Birmensdorfer Schichten.

Callovien: 1. 1 m brecciöse stark glaukonitische Kalke mit Hecticoceras (Zone der Reineckeia anceps); 2. 1 m sandige und tonige hellgraue Kalke mit zwei dünnen Mergelzwischenlagen, Zone des Macrocephalites macrocephalus.

Bathonien: 1. 10 m feinkörniger plattiger Kalkstein; 2. 2 m blättriger grauer Mergel; 3. 5—6 m sandiger spathiger, plattiger, rostfarbener Kalk mit Mergelbänken, Cosmoceras praecursor May. P. Parkinsoni usw.

Bajocien: 1. 30 m sandig spathiger kompakter Kalk; 2. 2 m Kalk mit Chailles (kieseligen Konkretionen); 3. grauer plattiger Kalk; 4. fossilreicher Echinodermenkalk mit Ostrea cf. acuminata, Lima proboscidea, Avicula Münsteri usw.; 5. grobbankiger Echinodermenkalk sehr spathig, rostig anwitternd mit lokalen oolithischen Einlagerungen, feinkörniger blaugrauer Kalk mit lokalen oolithischen Platten; 6. ockriger spathiger Kalk, lokal oolithisch mit Pecten disciformis; 4 bis 6 sind zusammen etwa 250 m mächtig, der ganze Dogger ca. 300 m.

Dogger bis Malm in der Kette des Reculet.

1910. X. de Tsytovitsch, Etude sur le versant occidental de la première chaîne du Jura méridional entre le Reculet et la Moutière (Credo), Archives Genève vol. XXX. 1911. X. de Tsytovitsch, Mém. Soc. pal. Suisse.

In dieser Region ist das Oxfordien stark reduziert, das obere Callovien glaukonitisch. Im Bajocien erscheint mit den Korallenkalken die südliche Fazies des Jura.

Argovien: 1. Fossilleere, sehr zerfallende Kalkmergel; 2. Schwammkalke, Birmensdorfer Schichten, mit Oppelia, Perisphinctes, Aspidoceras.

Oxfordien: mergelige ockerige Kalke 2—4 cm mit Cardioceras Lamberti. Die Mehrzahl der Fossilien entsprechen schon dem mittleren Callovien.

Callovien: 1. sehr glaukonitische Kalksteine, reich an Eisenoolithkörnern, Zone der Reineckeia anceps, viele Hectioceras, Stephanoceras, Reineckeia, Cosmoceras usw.; 2. 2 cm Limonitkruste mit Serpula; 3. 25—30 cm graue sehr harte Kalke mit wenig zerstreuten Eisenoolithkörnern, Zone des Macrocephalites macrocephalus.

Bathonien: 1. 60 m grauer kompakter Kalkstein mit mergeligen Zwischenlagen; 2. 6—8 je 80 cm dicke Bänke mit Echiniden und Parkinsonia; 3. Kalksteine abwechselnd kompakt und mergelig.

Bajocien: 1. 0,30 m Mergellager; 2. 60 m Korallenkalk.

Profil aus dem Übergang von Dogger in Malm.
Am Randen.

F. Schalch, Erläuterungen zu Blatt Wiechs—Schaffhausen 1916.

Argovien: Unteres Argovien, Birmensdorfer Schichten, 0,3 m dunkelgraue bröcklige Mergel mit 2—3 festeren, fossilreichen Mergelkalkbänken, reichliche Glaukonitführung.

Oxfordien: 0,45 m schwarze lockere Mergel mit Knollen von dunklem, oolithischem Mergelkalk, viele Belemniten, Ornatenschichten.

Übergangsschichten: 0,3 m durchlaufende Bank von hartem, dunkelgrauem Mergelkalk mit kleinen gelbbraunen Oolithkörnern, noch Am. macrocephalus führend.

Callovien-Macrocephalus-Schichten: 0,78 m dunkelgraue oolithische Mergel mit härteren Knollen von dunkelgrauem Mergelkalk mit braunen konzentrisch schaligen Oolithkörnern. A. macrocephalus zahlreich, ferner Perisphincten und Belemniten. 0,39 m intensiv roter morscher Eisenoolith, 0,23 m kompakter fester brauner Eisenoolith mit knollig höckriger Oberfläche als konstant durchlaufende Bank; 0,70 m weichere tonig eisenoolithische Lagen, 0,49 m dunkelgraue eisenoolithische Kalkmergel, zum Teil mit viel Rhynchonella spathica. 0,28 m braunroter, wenig kompakter Eisenoolith.

Callovien-Variansschichten: 0,40 m rauhe dunkle Mergel mit Terebratula lagenalis.

Die Callovien-Oxfordienregion in Herznach.
SW Frick, Aargauer Tafeljura.

1898. L. Rollier, 2me supplément, „Beiträge", n. F. Lfg. 8.

Das sehr reduzierte Oxfordien ist eisenoolithisch entwickelt, ebenso das Callovien.

Oxfordien: 0,15 bis 0,20 m brecciöse krümelige Kalke, ockergelb, mit einzelnen Eisenoolithkörnern, enthaltend Cardioceras quadratum, Aspidoceras perarmatum, Perisphinctes consociatus, Harpoceras Delmontanum, H. Eucharis, Peltoceras Arduennense, Turbo Meriani usw.; 0,20 m brauner eisenschüssiger oolithischer Mergel mit Hastites hastatus.

Callovien: 2,40 m rotbrauner Eisenoolith in 12 dünnen, durch gleichmäßige dunklere oolithische Mergellager getrennten Bänken. Stephanoceras coronoides, Reineckeia Rehmanni, Hectioceras hecticum, Oppelia subcostaria, O. (Distichoceras) bicostata, Cardioceras flexicostatum, Hastites latesulcatus usw.; 1,50 m grauer oder rostroter, tonig sandiger Kalk ohne Eisenoolithkörner: Macrocephalites macrocephalus, M. tumidus, M. Herveyi, Perisphinctes funatus, Reineckeia Rehmanni (anceps?) usw.

Dogger-Malmprofil in den Steinbrüchen der Zementfabrik Greßly & Cie, Liesbergmühle, Birstal.

1898 L. Rollier, „Beiträge", Lfg. 38. 1899 Koby, Notice stratigr. sur l'Oxfordien, Mém. soc. pal. Suisse, vol. 26. 1907 Ed. Greppin und A. Buxtorf, Führer zu den Exkursionen der deutsch. geol. Ges. 1911 L. Rollier, Les Faciès du Dogger.

Das Profil zeichnet sich durch Vollständigkeit vom Bajocien bis ins Rauracien aus.

Rauracien: 1. Mittleres Rauracien oder Corallien blanc (Korallenkalk); 2. Unteres Rauracien oder Liesbergschichten (Florigemmaschichten, Glypticien) ca. 30 m.

Oxfordien: 3. Terrain à chailles (oberes Oxfordien) oder Pholadomyaschichten, 20—25 m; 4. Oxfordmergel: a) Mittleres Oxfordien, Rhynchonella Thurmannischichten 9—10 m, b) Renggeritone 25 m.

Callovien: 5. Eisenoolith (Athleta-Ancepsschichten) mit reicher Fauna, ca. 3 m; 6. Spathig sandige Kalke, Vertreter der Dalle nacrée, ca. 3 m; 7. Ockerige Mergelkalke, Macrocephalusschichten, einige Meter; 8. Calcaire roux sableux, Variansschichten ca. 30 m.

Bathonien: 9. Oberer Hauptrogenstein, ca. 20 m; a) „Oolithe cannabine", zum Teil

c) Stratigraphische Tabelle des obern Jura oder Malm im schweizerischen Juragebirge.

Zusammengestellt von Alb. Heim und Alph. Jeannet unter Mitbenutzung der noch nicht publizierten Tabellen von L. Rollier.

1916.

Zahlen bedeuten Mächtigkeiten in Metern.

Litorale Fazies (keltische oder anglo-französische Provinz)

Kettenjura

Stufen (Etages)	Mächtigkeiten	Allgemeine paläontologische Zonen Z. = Zone	Gliederung	Fossilien	Salève (E. Joukowsky und J. Favre)	SW-Jura (hauptsächlich H. Schardt)	Waadtländer Jura (Vallorbe—Ste. Croix)	Neuenburger Jura	Solothurner Jura (nach L. Rollier u. A. Buxtorf)	Berner Jura (nördlicher Teil)
Purbeckien (Infrakimeridgien. Berrias und Grès b.) (Nur im W und Zentraljura bis Biel vorhanden)	20—75	Z. d. *Berriasella Callisto*	Couches saumâtres supérieures (Maillard) Formations mixtes (Salève)	*Cerithium, Corbula, Forbesiana*	Graue Mergel und Kalkmergel mit mariner und Süßwasser-Fauna, *Perisphinctes Loryi*, Neritinen, *Physa, Planorbis*	Oolithische Foraminiferenkalke mit Süßwasserkalken (Charasmen) wechselnd	Mergelkalke und Kalke, manchmal oolithisch mit mariner und brackischer Fauna (Corbula, Cyrena, Cerithium) 2—3. Villers-le-Lac, Pontarlier (Doubs!), Combe-Varin (Neuchâtel), Vers-chez-les-Jacques, Feurtilles bei Baulmes (Waadt)	Rauhe, körnige Kalke und Dolomite, z. T. mit Hornsteinknollen.	Erodiert	Erodiert (Bohnerz)
			Sous-étage des calcaires d'eau douce (A. Jaccard) Couches nymphéennes (Maillard) Couches d'eau douce (Salève)	*Physa wealdensis, Planorbis Loryi, Chara Jaccardi*		Lithographische Kalke mit *Cypris* und Charasamen	Graue Mergel und Kalkmergel mit Süßwasser- und Landconchylien 4—5. Villers-le-Lac, Vers-chez-les-Jacques bei Ste. Croix, Feurtilles bei Baulmes. Lokal Breccien mit Schwarzkalkgeröllen (Ballaigues), Bielersee (Binnenablagerungen)	Zellendolomite und mergelige dolomitische, oft plattige Zwischenlagen (Plaquettes dolomitiques) bis ca. 25		
			Sous-étage des corniceules et marnes à gypse (faciès lagunaire)			La Dôle: Mergel und sublithographische Kalke mit brèches à cailloux multicolores ca. 50	Oberer Zellendolomit 1,50—2. Bunte, tonige, schwere Mergel mit Gipslinsen und Quarzkristallchen 5—6. (Gips bei Le Locle, Noirvaux bei Ste. Croix, Feurtilles; früher bei Morteau, Pontarlier, Foncine (Frankreich), La Brévine (Neuchâtel) ausgebeutet.) Lokal schwarze, bituminöse Mergel (Chambrelien, Neuchâtel). Fossilleer.			
			Couches marines (Salève)		Graue und gelbliche oolithische und lithographische Kalke mit Foraminiferen und Breccienbänken wechselnd (Brèches à cailloux multicolores)					
Portlandien										
Portlandien s. str. (Bononien)	60—175	Z. d. *Perisphinctes contiguus?* Z. d. *Pachyceras portlandicum* und *Oppelia lithographica*	Dolomies portlandiennes, Calcaires âpres, Calcaires dolomitiques Portlandien inférieur (Salève)	Fossilien bei Morteau (A. Jaccard). *Corbula inflexa, Cyrena rugosa, Cardium (Protocard). Purbekense, Corbicella Pellati* *Pachyceras gigas, Nerinea trinodosa, Ampullina Marcousana, Cyprina Brongniarti, Pecten suprajurensis*	Graue, helle, oolithische oder kompakte Kalke mit *Actaeonina cf. acuta* Fleckenkalk manchmal dolomitisch (Calcaire moucheté) Zoogene oolithische Kalkbreccie mit Riesenoolithen (große Oolithe) Weiße, rezifale Kalke Weiße, korallogene Breccie mit *Matheronia Salevensis* (reiche Fauna des unteren Tithon). Mittelländische Fazies)	Dolomitische Kalke und Mergel oder Kalkmergel mit *Cyrena rugosa* Weiße, marmorartige Kalke in massigen Bänken; unten dolomitische Schichten (ca. 80) In der Gegend von La Dôle: Oolithische Kalke und Mikrobreccien ca. 100	Dolomitische, kristallinische, manchmal zuckerkörnige Kalke. (Echte Purbeckbeds nach L. Rollier) Plattige, fleckige, mergelige Kalke und hellgraue, massige Kalke Wechsellagerung von Kalken mit mehr oder weniger dolomitischen Mergeln (Nerineen, *Natica*)	Massige und plattige Kalke mit *Pachyceras gigas* und *P. Jrius* (bei Le Locle) 70—80. (Calcaires à dents de Poissons von La Joux bei La Chaux-du-Milieu) oder weiße, kreidige Kalke (Gorges de l'Areuse 60—70) mit Nerineenkalken an der Basis oder Nerineenkalk in weißen, dicken Bänken zwischen Biel und Neuchâtel 20—30	Eozän, erodiert	Dolomitische Kalke (Portlanddolomit) bis 15 Nerineenkalk 50
Virgulien (Salinien) (Kimeridgien s. str.)	15—140	Z. d. *Aulacostephanus pseudomutabilis*	Virgulamergel, Virgula-Schichten Hypovirgulien	*Dicerás portlandicum, Plygmatis carpathica* *Ampullina gigas, Ostrea (Exogyra) virgula*	Weiße, rezifale Kalke ohne Schichtung 143 (Calcaire corallien von Alphonse Favre) Zoogene Mikrobreccie und graue Dolomitbänke (27)	Weiße Oolithe, korallogene Kalke mit Nerineen, *Diceras* und Virgula-Schichten	Oberes Kalkmassiv mit korallogener Bank	Massige, weiße Nerineenkalke von Biel-Neuchâtel, Gorges de l'Areuse, oder weiße, kreidige Oolithe und Mergel mit *Ostrea virgula* Plattige, gelbliche Mergelkalke mit *Waldheimia humeralis* (Le Locle)	Wohlgeschichtete Kalkbänke mit untergeordneten Mergeln. Am Südabhang der Weißensteinkette im untern Teil Virgula-Schichten bis 100	Weiße, kreidige Diceraskalke von Montbéliard, Alle Plattige, gelbliche Mergelkalke und Mergel mit mergeligen, fossilreichen Einlagerungen, besonders unten, *Ostrea virgula* 5—30
Ptérocérien (Elsgovien) (Strombien)	8—150	Zu. d. *Strobilites tenuilobatus* u. des *Perisphinctes Achilles*	Calcaires à Bryozoaires Epiptérocérien Ptéroceramergel Banné-Schichten, Pseudocideris - Thurmanni-Schichten Couches du Vorbourg	*Plygmatis Duboisi, Cryptoplocus Engeli, Ampullina Elea, Corbis subclalrata Pteroceras (Harpagodes) Oceani, Pholadomya Protei, Homomya hortulana, Ceromya excentrica, Cardium (Protocard.) Banneanum, Ostrea solitaria, Terebratula suprajurensis, Pseudocidaris Thurmanni*	Graue Kalke mit Hornsteinknollen Rezifale Kalke, Breccie mit Korallenkalkgeröllen und bunten (rot, gelbrot) Bindemitteln. Feine, graue, körnige Kalke mit Brachiopoden (Vielleicht als Sequanien zu deuten)	Graue Kalke und gelbliche, mehr oder weniger rezifale Massenkalke mit mergeligen Zwischenlagen, unten hauptsächlich mergelige Badener Schichten. (Rezifale Fazies fängt SW vom Risoux an.) Korallenkalke, kreidige Oolithe mit Nerineen, *Diceras* usw. von Valfin bei St. Claude (Ain)	Oberes Kalkmassiv mit korallogener Bank Weißer, oft Nerineen- und Korallenkalk (Niveau du Cochet am Chasseron), Massenkalk mit korallogenen Bänken Banné-Schichten mit reicher Fauna (2) Unteres Kalkmassiv	Sog. Bryozoenkalk von Biel und Neuchâtel (Chaumont); graue, massige Kalke, an der Basis klümperige Mergel (Le Locle)	Massige Kalkbänke (Bryozoenkalk) 100—150 Im obern Teil: Nerineenmarmor von Solothurn mit derSchildkrötenbank (*Platychelys Thalassemys, Craspedochelys*); unten Pterocerenkalke	Nerineen- und korallogene Kalke ca. 45 Mergel mit *Pterocera Oceani* 8 Massige Kalke, gelbe oder gelbliche Kalke und Mergel in Wechsellagerung (Banné-Schichten bei Pruntrut) 30 bis 50
Séquanien (Astartien) (Corallien p. p.)	60—160	Z. d. *Peltoceras bieristatum* (bimammatum)	St. Verena-Schichten Oolithe blanche Corallien blanc Humeralis-Schichten Natica-Schichten Couches du Châtelu	*Itieria Calanatiana, Pterocardium corallinum, Diceras Sanctae-Verenae Zeilleria humeralis Nerinea Gosae, Bourguetia striata, Ampullina grandis, Natica hemisphaerica, Astarte supracorallina, Pholadomya myacina, Zeilleria Gessneri, Rhynchonella corallina, Cidaris philastarte, Hemicidaris stramonium, H. intermedia, Acrocidaris nobilis, Korallen*	?	Korallen und oolithische Kalke mit *Diceras*, manchmal mit dolomitischen Zwischenlagen (bis ca. 150)	Kristallinische Massenkalke, weiße, z. T. kreidige Oolithkalke und massige Kalke mit Riesenoolithen Weiche Mergel mit Echinodermenkalkbänken und Korallenriffen (Ste. Croix)	Weiße, kreidige Oolithe (Oolithe du Crozot bei Le Locle) Riesenoolithbänke (Oolithe nuciforme) Spatkalk, Korallenriffe, graue Mergel und Mergelkalke mit Kalkbänken wechselnd (reiche Fauna Entre-deux-Monts bei Le Locle, contour de l'Egasse [Chasseral])	Oolithische Kalke mit *Diceras* von Sta. Verena bei Solothurn bis über 50 Wangener- (Oberbuchsiten) Schichten; Mergel und oolithische Spatkalke mit *Z. humeralis* 60 bis 100 Oolithische Kalke und Mergelkalke, oben Korallenkalkbank (Crenularis- und Geißberg-Schichten)	Weißer Oolith mit Nerineen- oder Korallenbank, z. T. brecciös, compakt oder oolithisch bis ca. 50 Mergel und Mergelkalke mit *Zeilleria humeralis* 8 Oolithische Kalke und Kalksteine Mergel u. Mergelkalke, Korallen und Echiniden zu unterst (C. du Châtelu) 33	Wohlgeschichtete Kalke 15 (Letzi-Schichten) Wohlgeschichtete Kalkbänke, dicht und gelblich, oder weiße oolithische Kalke, manchmal mit Korallen und Feuersteinen (Wangener-Schichten) 20—50 Helle, z. T. ruppige Kalke, z. T. dichte, weiße, körnige Kalke, manchmal oolithisch (Crenularis-Schichten) 1,50—3,50. Helle, gelbliche, dichte Kalkbänke mit tonigen Schiefermergeln unten (Geißberg-Schichten) bis 30
Rauracien (Korallen-Fazies) (nordlich der Linie Noirmont—Moutier—Liestal)	40 bis ca. 500	Z. d. *Peltoceras transversarium*	Diceratien, Corallien blanc Couches de la Caquerelle Calcaire a Nerinees Oolithe rauracienne Blauen-Schichten Liesberg-Schichten Glypticien Florigemma- oder Thamnastraeen-Schichten Unterer Korallenkalk Terrain a chailles silicieux	*Plygmatis Bruntrutana, Nerinea Ursicina, Diceras arietinum*, zahlreiche Korallen *Pecten octocostatus, Pygurus Haussmanni, Clypeus, Echinobrissus, Pygaster, Holectypus, Pedina* *Trimarginites Henrici, Dictyothyris Rollieri, Rhynchonella pectunculoides, Cidaris florigemma, C. cervicalis, Glypticus hieroglyphicus, Stomechinus perlatus*	Nicht aufgeschlossen	Graublaue Mergelkalke mit tonigen Mergeln wechselnd: oben kalkig, unten mergelig (bis ca. 400—450) Spongitenreiche Kalkbänke mit mergeligen Zwischenlagen (ca. 3) (Fort-de-l'Ecluse 40 nach Choffat)	Grümmelige und knollige Mergelkalke und Spongitenmergel (Vraconne, Deneyriaz [Chasseron]) (ca. 20)	N von La Chaux-de-Fonds letzte Spuren des Rauracien (Korallenkalke), sonst: Mergelkalke mit Pholadomyen, Wechsellagerung von hydraulischen Kalken mit Mergelkalken und tonigen Mergeln (St. Sulpice) bis 170 Graue Spongitenkalke mit mergeligen Zwischenlagen (Spongiten, calc. à Scyphies, couches de Birmensdorf) bis 30	Weiche, graue Mergel und Tonkalke bis 200 Helle, regelmäßig gebankte Ton- und Spongitenkalke 6—20	Lettstein-Schichten; graue Mergel mit graubräunlichen Tonkalken: Nulliporenkalk, hydraulische Kalke unten (Aarauer Zement-Schichten) 100—250 Graue, dünnbankige Tonkalke mit grauen Schwammkalken und reicher Fauna (Birmensdorfer Schichten) 4—20
Oxfordien (Neuvizyen oder Villersien und Divesien) Kann oder schwach im innersten Teil des Jura abgelagert	0—75	Zu. d. *Cardioceras cordatum* Zu. d. *Quenstedticeras Mariae* und des *Cardioceras Lamberti*	Terrain a chailles marnocalcaires Pholadomyen-Schichten (Hernerjura) Cordaten-Schichten Rhynchonella - Thurmanni-Schichten Lamberti-Schichten Renggeri-Tone oder -Schichten	*Cardioceras vertebrale, C. quadratum, Pholadomya exaltata, Phasentricosa, Collyrites bicordata* *Cardioceras cordatum, Neumayria biruata, Ludwigia Delimontana, Perisphinctes Paturattensis, P. Thurmanni, Rhynchonella Thurmanni, Belano rimus pentagonalis Cardioceras Lamberti, C. (Quenstedticeras) Mariae, Creniceras Renggeri, Peltoceras athlantoides, Perisphinctes bernensis, Cosmoceras Jason*	Nicht aufgeschlossen	Fehlend oder kaum vorhanden in der Reculet-La Faucille-Kette	Dünne Mergelschicht mit *Oppelia Richei* (Crêt de Châlame). Mergelkalk mit *C. Lamberti* 0,02—0,04 (Chézery) Kalkbank mit Limonit und Eisenoolith, z. T. Callovien (Lamberti - Athleta - Schichten) 0,15 (Crêt de Châlame)	Knollige, dunkle Kalke mit Eisenoolithnestern (Cordaten-Schichten) Schwarze, schieferige, manchmal glaukonitische Mergel mit Eisenoolithen, „Belemnitenschlachtfeld“; reiche Fauna. (Zoophycos-bänke bei Vallorbe.) Lokal nur eisenoolithische Mergel mit *C. Lamberti, C. cordatum* u. *Q. Mariae*. (Nur im nördl. Teil: Ste. Croix, Baulmes, Vallorbe)	Fehlt in les Gorges de l'Areuse	In den Umgebungen von Le Locle u. La Chaux-de-Fonds: Blaue oder gelbe Mergel ohne Fossilien 0,10—0,40 Blaue Mergel mit Pyritfossilien (N von La Chaux-de-Fonds) 1,50. Mergel mit Eisenoolithen oder mergelkalkigem Eisenoolith mit mergeligen Zwischenlagen 0,20 bis 0,60, z. T. Callovien	Schwarze, tonige Mergel mit Belemniten (*Peltoceras athlantoides*) ca. 5	Kiesel- oder Kalknierenknollen-Schichten, Mergel mit Kieselkalknauern (im N 30—35, im Süden, Montoz 10). Reiche Fauna. Terrain à chailles.) Cordaten-Mergel, oft mit Pyritfossilien (Pyritmergel von Besançon) bis 15 Lamberti-Mergel mit Pyritfossilien (Pyritmergel von Châtillon bei Delsberg, Renggeritone von Liesberg) 10—25	Ockergelbe oder gelbbraune Tonkalke, knollig, etwas eisenoolithisch bis 0,10 (Fehlt oft, oder ist kaum entwickelt oder nicht unterscheidbar; Lägern nur lokal)

Pelagische (aargauische oder schwäbische) Fazies

Kettenjura Aargauer Jura (F. Mühlberg)	Tafel- oder Plateaujura Basel und Aargau (nördlicher Teil)	Tafel- oder Plateaujura Randen (Schaffhausen) (Schalch)	Gliederung	Quenstedts Stufen	Stufen nach L. Rollier	Fossilien
Erodiert oder nicht abgelagert	Erodiert oder nicht abgelagert	Eozän, erodiert			Allobrogien (Aizy bei Grenoble, in der Schweiz nicht vorhanden)	
Erodiert (Relikt = Bohnerz) oder nicht abgelagert	Erodiert oder nicht abgelagert	Plattenkalke mit gelblichen Steinmergeln wechsellagernd, um Schaffhausen und weiter NE (Solenhofener Schichten) 50—70	Plattenkalke, Schaffhauser-kalke	Weißer Jura ζ	Danubien	*Oppelia (Streblites) steraspis, Pachyceras gigas, Perisphinctes (Virgatites) Ulmensis, Zeilleria pentagonalis*
Weiße, dichte oder feinkörnige Kalke, Fossilien z. T. verkieselt Oft Feuersteinknollen, z. T. Schwammkalk 13—15	Erodiert. Massenkalke mit Hornsteinknollen als Relikte in Bohnerz- und Huppertaschen (Lausen bei Liestal) mit *Antedon costata* Erodiert	Massenkalke: Schwammfazies reich an Feuersteinknollen; zuckerkörnigeFazies, oft marmorartig, fossilarm (20 am Randen) Quaderkalke: Wohlgeschichtete helle Kalke mit mergeligen gelben Lagen, in die folgenden Schichten übergehend 10	Massenkalke, (Rheinfallkalke) Wettinger Schichten Nattheimer Schichten Quaderkalke (Mutabilis-Schichten)	ε δ	Crussolien	*Neumayria Holbeini, Aulacostephanus Eudoxus, A. pseudomutabilis, Cryptoplocus Engeli, Ismenia pectunculoides, Terebratella loricata, Zeilleria pseudolagenalis, Terebratula insignis, Rhynchonella Amstettensis (inconstans), Glypticus sulcatus*
Mergelige Spongitenkalke und schieferige, gelbe oder graue Letten 8—15 Fossilreich (Baden)	Erodiert	Mergelige Spongitenkalke und schieferige gelbe oder graue Letten; echt pelagisch, fossilreich — unten Reineckianus-Schichten 20	Badener oder Tenuilobatus- oder Similis-Schichten Reineckianus-Schichten	γ	Crussolien	*Streblites tenuilobatus, Perisphinctes polyplocus, P. Lothari, Peltoceras divisum, Sutneria Reineckiana, Pseudomonotis similis, Terebratula Zieteni, Collyrites trigonalis, Cidaris coronata, Balanorinus subteres, Hexactinelliden*
Wohlgeschichtete Kalke 15 (Letzi-Schichten) Wohlgeschichtete Kalkbänke, dicht und gelblich, oder weiße oolithische Kalke, manchmal mit Korallen und Feuersteinen (Wangener-Schichten) 20—50 Helle, z. T. ruppige Kalke, z. T. dichte, weiße, körnige Kalke, manchmal oolithisch (Crenularis-Schichten) 1,50—3,50. Helle, gelbliche, dichte Kalkbänke mit tonigen Schiefermergeln unten (Geißberg-Schichten) bis 30	Fehlt ganz in Fazies	Groboolithische, gut gebankte, weiße bis gelbliche Kalke (St. Verena-Schichten) 40 Aschgraue bis gelbliche sandige Mergel, Ton- und Mergelkalke mit *Zeilleria humeralis* Schlecht geschichtete, gelbe, oolithische Kalke, abwechselnd mit Riesenoolithbänken (Munien); oben Korallenbank	Helle, wohlgeschichtete Kalke (β-Kalke) mit zwei Crinoidenbänken; gegen SW in die Wangener Schichten übergehend 60 Hellgraue, mergelige Spongitenkalke und schieferige gelbe oder graue Letten; echt pelagisch, fossilreich — unten Reineckianus-Schichten 20	Letzi-Schichten (Aargau) Wohlgeschichtete Kalke, β-Kalke, Bimammatuskalke (Randen) Wangener Schichten (Aargau) Lochen-Schichten (Aargau) Crenularis-Schichten (Aargau) Geißberg-Schichten (Aargau)	β α z. T.	Randénien	*Neumayria fessnua, Peltoceras bimammatum, Cardioceras alternans, Sutneria Galar., Perisphinctes Tiziani, P. virgulatus, Pholadomya parvicosta, Terebratella Lochensis, Cidaris coronata, Hexactinelliden*
W Gebiet bis Liestal Rauracienfazies: Klotzige, z. T. oolithische Korallenkalke 60—65 (E u. SE Fazieswechsel zum Argovien) Gut gebankte, dichte Kalke, kieselige Mergel und Mergelkalke mit Korallen (Glypticien) ca. 40	E-Gebiet Argovienfazies. Gelblichgraue Kalke mit grauen Mergeln und Mergelkalken wechselnd, oben tonig, unten kalkig bis ca. 60 Ruppige, braune Kalke der Birmensdorfer-Schichten ca. 2	Wechsellagerung von dünnen, hellgrauen, tonigen Kalkbänken mit grauen Mergeln. Unten zwei Nulliporenkalkbänke 35—40 Graue Mergelkalke und bröckelige Mergel. Unterste Bank glaukonitisch. Fossilreich 3	Impressatoneoolder-Schichten Effinger Schichten und hydraulische Kalke (Aargau) Birmensdorfer Schichten Calcaire à Scyphies Spongiten	α z. T.	Argovien (im ganzen Jura südlich der Linie Liestal - Moutier-Noirmont)	*Cardioceras varians, Trimarginites complanatus, Creniceras crenatum, Oebotteoceras Maranlianum, Peltoceras Wittenanum, Aulacothyris impressa, Terebratula Birmensdorfensis, Nulliporites Hechingensis Neumayria callicera, Trimarginites Arolicum, Ochetoceras canaliculatum, Peltoceras transversarium, Aspidoceras Oegir, Perisphinctes Martelli, Lima Escheri, Rhynchonella Arolica, Hexactinelliden*
Ockergelbe oder gelbbraune Tonkalke, knollig, etwas eisenoolithisch bis 0,10 (Fehlt oft, oder ist kaum entwickelt oder nicht unterscheidbar; Lägern nur lokal)	Erodiert	Cordaten-Schichten, oft eisenoolithisch, oder mit ockergelben, eisenschüssigen Fossilien. Reiche Fauna. (Selten bis 1, Herznach.) Im W-Gebiet bis Liestal noch Terrain à chailles Lamberti-Schichten, tonig; selten entwickelt, vom Baselland (Lausen) gegen SW anschwellend 0—0,10	Cordaten-Schichten Lamberti-Schichten	Brauner Jura ζ	Oxfordien (nach Rollier bis im östlichen Tafeljura auch pelagisch)	*Cardioceras cordatum, C. vertebrale, G. Golinthus, Neumayria occulata, Peltoceras arduennense, P. Constanti., Perisphinctes consociatus, Phylloceras tortisulcatus* *Cardioceras Lamberti, Quenstedticeras Mariae, Creniceras Renggeri, Peltoceras athlantoides, Perisphinctes bernensis, Cosmoceras Jason*

Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

korallogene Bänke, Ferrugineusschichten, b) Maxillataschichten oder Movelierschichten, c) „Grande Oolithe"; 10. Homomyenmergel = Acuminataschichten 6 m.

Bajocien: 11. Unterer Hauptrogenstein = Bajocienoolith, ca. 20 m sichtbar.

Einige Profile aus dem Eisenoolith der Umgebungen von La Chaux-de-Fonds.

1909 L. Rollier, Sur la limite inférieure de l'Oxfordien, Mém. soc. d'Emulation du Jura. 1911 Jules Favre, Description géol. des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds, Eclogae vol. XI.

Diese Profile zeigen, daß der Eisenoolith von verschiedenem Alter ist und man gegen W und SW vorrückend jüngere Eisenoolithe trifft.

Profil N La Chaux-de-Fonds, in den Steinbrüchen von Basset.

Argovien: Unterer Teil Spongitien.

Oxfordien: 1. 0,40 m fossilleerer gelber Mergel; 2. 1,50 m dunkelblaue Mergel mit Konkretionen und Pyritfossilien.

Callovien: 1. 0,40 m Eisenoolith, gelber ockeriger Kalkmergel und schwarze Mergelbänke, Peltoceras athleta, Cardioceras flexicostatum, Reineckeia anceps; 2. Dalle nacrée.

Profil bei Crosettes, E und SE von La Chaux-de-Fonds.

Argovien: Unterer Teil Spongitien.

Oxfordien: 1. 0,10 m versteinerungsleere blaue Mergel; 2. 0,20 m gelbe Mergel mit Eisenoolith; 3. Eisenoolith, mergelkalkig, ockergelb, mit Cardioceras, cordatum, Peltoceras Arduennense.

Callovien: Dalle nacrée.

Malm.

Profil von Dogger bis oberem Malm in der Umgebung von Reuchenette (N Biel).

Aeberhardt, Les gorges de la Suze, Beil. Jahresber. Gymnas. Biel 1906/07.

Portlandien bei Reuchenette:

1. 12,6 m dicke weiße Kalkbänke,
2. 18,0 „ Portlanddolomit, gelb, in Schichten von 1—2 dcm,
3. 8,5 „ dicke Bänke kompakten Kalkes, grau oder weiß, die unteren mit Nerineen,
4. 8,5 „ gelber Mergelkalk in Platten,
5. 7,6 „ dicke Kalkbänke.

Virgulien = oberes Kimmeridgien:

6. 20,7 „ unteres Niveau des Portlandplattenkalkes mit Exogyra virgula,
7. 0,2 „ gelbe Mergelschicht, sehr reich an Exogyra virgula.

76,1 m.

Ptérocérien = unteres Kimmeridgien in der untern Taubenlochschlucht NE Biel:

1. 7,9 m dicke Kalkbänke,
2. 4,0 „ Mergelkalk, plattig,
3. 61,0 „ grauer, weißer, gelblicher Kalk in Bänken,
4. 67,0 „ 1—2 m dicke Bänke grauen Kalkes.

139,9 m.

Séquanien in der Gorge de Reuchenette:

1. 6,0 m weißer Oolith,
2. 24,0 „ weißlicher kompakter Kalk,
3. 21,0 „ „Calcaire subcompacte", weißlich mit blauen Flecken und einigen Bänken rostigen Oolithes,
4. 25,0 „ schuttbedeckt, aber aufgeschlossen in la Ragie, dort enthaltend Waldheimia humeralis, Terebratula Bacchini, T. subsella, Pholadomya paucicostata, Pseudodiadema hemisphaerica,

5. 6,0 m blau gefleckter Kalkstein,
6. 6,5 „ weißlicher, blau gefleckter Kalk mit einzelnen großen Oolithkörnern,
7. 18,0 „ graupliger Kalkstein in Platten von 1 dm.

106,5 m.

Argovien bei Rondchâtel:

1. 30 m graue mergelige Schichten mit Korallenbänken, Cidaris florigemma, Hemicidaris intermedia, Cidaris Blumenbachi, C. cervicalis, Zeilleria humeralis, Terebratula Bacchini, T. Biskidensis, T. pentagonalis usw.
   Heute würden wir wohl diese Schichten eher noch als Geißbergschichten zum unteren Sequanien rechnen.
2. 4,0 „ graue Mergel,
3. 1 „ graublauer Kalk mit Pholadomya pelagica,
4. 5 „ graue Mergel,
5. 0,6 „ rostiger krümliger, grau gefleckter Kalk,
6. 6 „ graublaue Mergel,
7. 0,6 „ grauer Mergelkalk mit Pholadomya hemicardia,
8. 4 „ graublaue Mergel,
9. 1 „ grauer Kalk mit Rostpunkten und mit Phol. parcicostata, Goniomya litterata, Bourgouetia striata.
10. 10 „ graue Mergel,
11. 1 „ weißlicher Kalk,
12. 40 „ Schichten bedeckt durch Vegetation,
13. 28 „ Wechsel dünner Bänke grauen Kalkes und Mergels, in der untersten Schicht Perisphinctes.
14. 4 „ kompakter Zementstein,
15. 32 „ unregelmäßige Kalkbänke mit dünnen eingelagerten grauen Mergellagen.

167,2 m.

Nr. 2 bis 14 entsprechen den Effinger-, Nr. 15 den Birmensdorfer Schichten.

Oxfordien: 1. 0,5 m schwärzliche seifige Mergel; 2. 0,2 m toniger grauer Kalk mit Eisenoolithkörnern, Ammoniten und Belemniten.

Callovien im Tunnel von Rondchâtel: 10 m brecciöser Kalk in Platten von 1 dm, entspricht der Dalle nacrée.

Profil durch das Rauracien von Ste. Ursanne.

1892 Koby in Abhandl. d. Schweiz. paläont. Ges. Bd XIX. 1894 Koby in Abhandl. d. Schweiz. paläont. Ges. Bd. XXI.

Das Rauracien ist hier kräftig entwickelt und zerfällt in drei Gruppen.

Oberes Rauracien: 1. ca. 25 m massiger, kreidiger, weißer Kalk; 2. bis 10 m in der Mächtigkeit sehr variabler oolithischer Kalk mit großen Nerineen, Lima, Terquemia; 3. Korallenkalk, bald mächtig, bald reduziert.

Mittleres Rauracien 25 m: 4. Graue, mehr oder weniger oolithische Kalke. Oberste Schichtpartie ganz aus Oolithkörnern, leicht in solche zerfallend; mittlere Partie ganz massig, sehr fest; untere Partie mehr oder weniger geschichtet. Fossilien im ganzen spärlich.

Unteres Rauracien 40—42 m: 5. 2 m harte Mergel mit Lima Renevieri und einzelnen großen Exemplaren von Perisphinctes chavattensis; 6. 11 m brecciöser mergeliger oolithischer Kalk mit vielen Crinoiden und Korallen; 7. 20 m brecciöser Kalk, braun mit blauen Flecken, Seeigelstacheln in enormer Menge, Cidaris florigemma; 8. 7 m braune mergelige Schichten mit Phasionella striata, Millericrinus Knorri, Stellispongia Thurmanni, Montlivaultia Greppini.

Ohne scharfe Grenze nach unten geht das Rauracien in das Oxfordien über.

Profil durch den obersten Malm von Villers-le-Lac (Doubs) nach Aug. Jaccard.

1884 in G. Maillard, Etude de l'Etage Purbeckien dans le Jura, Dissert. Zürich.

Dieses Profil zeigt uns das Beispiel einer Entwicklung des obersten Malm in Süßwasserkalken, „couches nymphéennes", Mergeln, Gips und Portlanddolomit.

Purbeckien: a) Süßwasserschichten 0,70 m weißlichgrauer, mergeliger, oolithischer, schiefriger Kalk mit Süßwassermollusken, b) Nympheische Schichten, 4,85 m; 1. 0,30 m Süßwasserkalkbank mit Physes; 2. 0,25 m fossilreicher, schwarzer, kohliger Mergel; 3. 0,45 m Süßwasserkalkbank mit Fossilien; 4. 0,50 m weicher Mergelkalk, ziemlich reich an Fossilien; 5. 3,10 m Kalkstein in dünnen Bänken; 6. 0,25 m Kalkmergel. c) Untergruppe der Gipsmergel, 4,5 m; 1. 1,50 m zellige Kalke, grünlich oder dunkelbraun; 2. 3,00 m Tonmergel, weiß, gelb oder schwarz, ohne Fossilien, aber mit doppelspitzigen Quarzkristallen, Gips bei Morteau und le Locle.

Oberes Portlandien: Untergruppe der Portlanddolomite 12,50 m; 1. 5,00 m zelliger, oben etwas schiefriger Kalkstein; 2. 1,50 m weißer zuckerkörniger Kalk; 3. 6,00 m dünnplattiger Kalk mit Dendriten.

V. Die Kreide des Juragebirges.

Verfaßt von Arnold Heim.

Literatur:

E. Baumberger, Über Fazies und Transgressionen der unteren Kreide im westlichen Jura. Bericht der Töchterschule Basel, 1900/01.

E. Baumberger, Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura (mit Literaturverzeichnis), Abhandl. Schweiz. Paläont. Ges. 1903 et seq.

Ferner schon unter Mesozoikum im allgemeinen zitiert:

H. Schardt 1891 und viele kleinere Arbeiten, Th. Rittener 1902, Joukowsky und J. Favre 1913.

Um die Kenntnis der Kreidebildungen im schweizerischen Juragebirge haben sich besonders verdient gemacht Baumberger, Campiche, Desor, Koby, Jaccard, de Loriol, Pictet, Renevier, Rittener, Rollier, Roux, Schardt.

1. Stratigraphie der Kreide.

(vergl. Taf. XVIII und Tabelle über die Kreidebildungen.)

Verbreitung, Transgressionen und Ausdehnung der Meere.

Die heutige Verbreitung der Kreidesedimente des Juragebietes ist durch folgende Faktoren bedingt:

1. Ungleichförmige Ablagerung. Im östlichsten Teil des Faltenjura fehlen die Kreideablagerungen vollständig. Sie sind daselbst größtenteils nie abgelagert worden, indem sich dort vermutlich während der ganzen Kreidezeit ein Festland befand. Auch weiter westlich kann das stellenweise Fehlen einzelner Stufen, wie z. B. des Aptien, auf Nichtablagerung zurückgeführt werden.

2. Vorcenomane Erosion. Diese ist besonders deutlich am westlichen Rande des Festlandes im Gebiet des Bielersees und bedingt das lokale Fehlen einzelner oder aller Stufen der Unterkreide.

3. Nachcenomane Erosion. Während der jüngsten Kreidezeit und dem größten Teil des Eocän war das ganze Juragebiet als flaches Festland der Erosion ausgesetzt (vergl. Abschnitt Bohnerz). Dadurch wurden in erster Linie die ehedem deckenförmig ausgebreiteten Cenomankalke durchnagt, dann aber auch der Gault und die tieferen Kreidestufen unregelmäßig abgetragen. Diese Denudation war stärker im Osten und nur unbedeutend oder gar nicht vorhanden im Südwesten.

4. Nach der abermaligen Versenkung des Juragebietes im Oligocän und Miocän erfolgte die Faltung und die Gebirgserosion, die nun nicht mehr an einem relativ niedrigen flachen Festland, sondern an Bergketten ihr Werk mit vermehrter Kraft einsetzte. Dadurch wurden vor allem die Kreidemäntel auf den Antiklinalen abgetragen.

So sind denn heute die Kreidesedimente des Juragebietes ein Erosionsrelikt verschiedener Zeitabschnitte. Was die alten Erosionen nicht weggenommen haben, findet sich heute noch in den Synklinalen unter der Molasse, am Rande der Muldentäler und auf der Südabdachung der innersten Jurakette, wo die Kreide unter die Molasse des Mittellandes hinabtaucht, um in den autochthonen Alpen helvetischer Fazies (Kistenpaß-St. Maurice) wieder aufzusteigen. Von E nach W gehend treffen wir, von vereinzelten Vorkommnissen in Bohnerztaschen abgesehen, die ersten kretazischen Sedimente bei Biel, wo die einer Regression entsprechenden brackischen Purbeckbildungen konkordant und ohne nennenswerte Lücke von den marinen Sedimenten der Valendisstufe (Valangien) überlagert werden. Am Rebberg bei Biel—Vingelz folgen über dem Purbeck zuerst graue Mergel mit oolithischen Kalken, dann der kompakte „marbre bâtard", beide dem unteren Valangien oder Berriasien angehörend. Darüber folgen ohne Unterbrechung das obere Valangien, vertreten durch den „calcaire roux", dann die Hauterivemergel und -Kalke. Von Biel an südwestlich waren im Schweizer Jura diese Sedimente der unteren Kreide durchweg entwickelt; sie nehmen im allgemeinen in jener Richtung an Mächtigkeit zu und werden nach oben vervollständigt durch die Ablagerungen des Barrémien und Aptien, die besonders durch die Urgonkalke vertreten sind. Von allen Stufen der unteren Kreide hatte wohl das Hauterivien ursprünglich die weiteste Verbreitung.

Gault und obere Kreide lassen sich nur noch in einzelnen Denudationsrelikten an den Rändern der Synklinalen im mittleren Teil des Faltenjuras beobachten. Die schönste Ausbildung auf Schweizergebiet, auf die wir zurückkommen werden, findet sich nordwestlich von Ste.-Croix (Waadt), wo an den Rändern des Synklinaltroges von La Chaux das vollständige fossilreiche marine Profil von Aptien und Albien bis zum Cenoman zum Vorschein kommt. Während die Cenomankalke, die jüngste Kreidebildung des Juragebietes, im westlichen Jura (Ste.-Croix) dem Gault normal aufliegen, läßt sich im Gebiet der östlichen Kreidegrenze eine ausgesprochene Transgression des Cenoman auf älteren Bildungen feststellen. So hat z. B. Baumberger an verschiedenen Stellen im Gebiet des Bielersees die Cenomankalke direkt auf dem Urgon, dem Hauterivien, dem Valangien oder gar der Portlandstufe aufruhend gefunden. Dieses Auftreten verlangt die Annahme einer präcenomanen Denudation. Bald nach Ablagerung der Hauteriviensedimente folgte hier die Festlandperiode und Festlanderosion, bis im Cenoman für kurze Zeit eine neue Überflutung mit neuer Sedimentation stattfand.

Ob in der Hauterivezeit die seit der Portlandzeit unterbrochene Meerverbindung des großen Mittelmeeres mit Nordeuropa zwischen den alten Massiven des Plateau central und der Vogesen hindurch vorübergehend wieder hergestellt war, ist noch nicht sicher erwiesen. Auf der etwa 100 km breiten Schwelle des Plateau von

Langres fehlt jede Spur von Kreideablagerungen. Aus der gleichartigen Ausbreitung von Fazies und Fauna des Gault und des Cenoman auf beiden Seiten geht aber bestimmt hervor, daß zur Gaultzeit der Sund von Langres wieder geöffnet war. Erst nach Cenoman erfolgte dann die endgültige Abtrennung des alpinen Meeres von den Meeren Nordeuropas.

Fazies und Faunencharakter.

Die Fazies der unteren Kreide ist in ihrer Gesamtheit, vom Gault abgesehen, eine Repetition derjenigen des oberen Jura, obwohl beide Schichtsysteme teilweise durch eine terrestrische Bildung, das Purbeck, getrennt sind. Die Kreideablagerungen beginnen mit einer ausgesprochenen Transgression.

Der Faziestypus der unteren Kreide des Juragebirges ist so einheitlich, daß man dafür die Bezeichnung Jurassische Fazies eingeführt hat.

Alle Abteilungen der unteren Kreide bis zum Gault sind in relativ seichten Meeresteilen abgelagert worden. Abyssale Sedimente fehlen der unteren Kreide im schweizerischen Jura. Sogen. organogene, echinodermenspathige und oolithische Kalke setzen im unteren Valangien ein (marbre bâtard) und wiederholen sich im oberen Valangien (calcaire roux), im oberen Hauterivien (Pierre jaune de Neuchâtel), sodann im Barrémien und Aptien (Urgonien), wo sie gewissermaßen als neue Auflage des Valangien erscheinen. Dazwischen schieben sich terrigene Mergel ein, wie die Hauterivemergel mit ihren massenhaften Austern (Exogyra Couloni) und die Arziermergel des Valangien. Ebenso bezeichnend wie die lithologische Ausbildung ist für die jurassische Fazies die Fauna der unteren Kreide. Weitaus vorherrschend sind die neritischen Vertreter des Benthos, wie Korallen, Spongien, Crinoiden, Echiniden, Bryozoen, Brachyopoden, Lamellibranchiaten und Gastropen. Mit Ausnahme des oberen Valangien und Hauterivien sind in der unteren Kreide die Cephalopoden Seltenheiten, und den „organogenen" Kalken des unteren Valangien und des Urgon fehlen die Ammoniten ganz. Es zeigt dies deutlich die Abhängigkeit der Cephalopoden von der Art der Niederschläge und der Meertiefe.

Verfolgt man die untere Kreide über die Schweizergrenze hinaus nach S, so kann man deutlich eine allmähliche Veränderung der Fazies konstatieren. Die einzelnen Schichtgruppen werden mächtiger; dann werden die litoralen und „organogen"-neritischen Bildungen mehr und mehr verdrängt durch bathyale, cephalopodenführende Mergelkalke und Schiefer, bis wir in der Dauphiné das Gegenstück zur jurassischen Fazies vollendet finden: die bathyale Fazies oder „Faciès alpin". Diese Faziesveränderungen wurden in Südfrankreich besonders durch Kilian, im Schweizer Jura besonders durch Baumberger studiert (Fig. 80). Die gleichen Erscheinungen wiederholen sich aber nicht nur von N nach S längs der Jurafalten, sondern auch quer zu diesen, von NW nach SE, also vom Jura nach den helvetischen Alpen, woselbst ebenso wie im Gebiet von Grenoble der jurassische Typus successive in den „alpinen" mit bathyaler Ausbildung übergeht (Arn. Heim).

Mit dem Eintritt in die Gaultzeit ändert sich fast plötzlich der Faziescharakter der Sedimente und die Fauna. Hatte die untere Kreide in lithologischer wie paläontologischer Hinsicht das typische Gepräge randlicher Ablagerungen des Alpen-

meeres, wie sie für die alpine Geosynklinale bezeichnend und Nordeuropa fremd ist, so findet mit dem Eintritt in die Gaultzeit ein Ausgleich der Fazies und Faunen des Angloppariser-Beckens mit dem Alpenmeere statt. Sie ist bedingt durch das Vorrücken der Meerbuchten, die Überschwemmung der Schwelle und Entstehung des Sundes von Langres. Damit ist im Juragebirge wie in den helvetischen Alpen der Weiterentwicklung der „jurassischen Fazies" für immer ein Ende bereitet. An Stelle der organogenen Kalke und der litoralen Schlammbildungen breiten sich flächenartig Grünsande und Mergelkalke mit reichen Cephalopodenfaunen aus, die mit denjenigen des Angloppariser-Beckens völlig übereinstimmen. Die Fazies der mittleren und oberen Kreide im Juragebirge ist also nicht mehr spezifisch jurassisch, sondern allgemein europäisch. Da das Studium der jurassischen Kreide für die Einteilung des Kreidesystemes von allgemeiner Bedeutung geworden, ist es am Platze, darauf etwas genauer einzutreten.

Valangien (Valendisstufe).

Die Stufenbezeichnung Valanginien oder Valangien (= Néocomien inférieur Pictet) wurde 1853 von Desor in die geologische Literatur eingeführt. Der Name ist nach dem Dorfe Valangin bei Neuenburg gewählt, wo unmittelbar südlich des Schloßhügels an der Straße nach Neuenburg ein normales Profil mit hellen Kalken zwischen den Hauterivemergeln und dem Purbeck aufgeschlossen ist. Bedeutete das Valangien für die Schweizer Geologen fortan die tiefste Kreidestufe im Juragebirge, so hatte Coquand 1876 nach der Lokalität Berrias im Departement Ardèche (Südfrankreich) unter der Bezeichnung „Berriasien" für die Schichten mit Hoplites Boissieri eine neue Kreidestufe aufgestellt, die lange Zeit als dem Valangien noch vorangehend betrachtet wurde. Diese Auffassung schien gerechtfertigt, da das bathyale Profil der Ardèche Kontinuität von Jura bis zur Kreide aufweist, während im Schweizer Jura das Valangien mit einer Transgression über dem lacustren und brackischen Purbeck einsetzt. Nachdem aber Kilian im Jahre 1900 der Nachweis gelungen war, daß die Berriasschichten der Ardèche, wie Renevier in seinem „Chronograph" schon 1894 angenommen, die bathyalen gleichzeitigen Stellvertreter des unteren Teiles des Valangien (marbre bâtard) im Juragebiet sind, wurde von den einen Geologen der Begriff Valangien auf das frühere obere Valangien (calcaire roux) eingeschränkt und die Stufe des „marbre bâtard" dem Berriasien einverleibt (Baumberger), während umgekehrt die andern aus Prioritätsgründen die Bezeichnung Berriasien ganz fallen ließen und das bathyale Berriasien nunmehr zum unteren Valangien einreihen (Kilian, de Lapparent, Haug). Tatsache ist, daß in lithologischer Hinsicht das ursprüngliche Valangien Desors auf weite Erstreckung im Jura wie in den Alpen auffallend scharf in zwei Teile getrennt ist, die den beiden Unterstufen entsprechen. Zur Vermeidung von Zweideutigkeiten hat W. Kilian 1907 in seinem grundlegenden Abschnitt „Palaeocretacicum" in Lethaea Geognostica von Frech die Bezeichnung Valendisstufe nach dem deutschen Namen Valendis = Valangin eingeführt, die dem ursprünglichen Valangien Desors = Valangien sensu lato entspricht.

In paläontologischer Hinsicht ist diese bedeutende Kreidestufe in drei Zonen zerlegbar:

Valendisstufe (= Valangien Desor)

3. Zone der Duvalia Emerici Rasp. und Saynoceras verrucosum d'Orb. sp.
2. Zone des Hoplites pexiptychus Uhl. und H. Roubaudianus d'Orb. sp.
1. Zone des Hoplites Boissieri Pictet sp. und Spiticeras Negreli Math. sp. = unteres Valangien oder Berriasien.

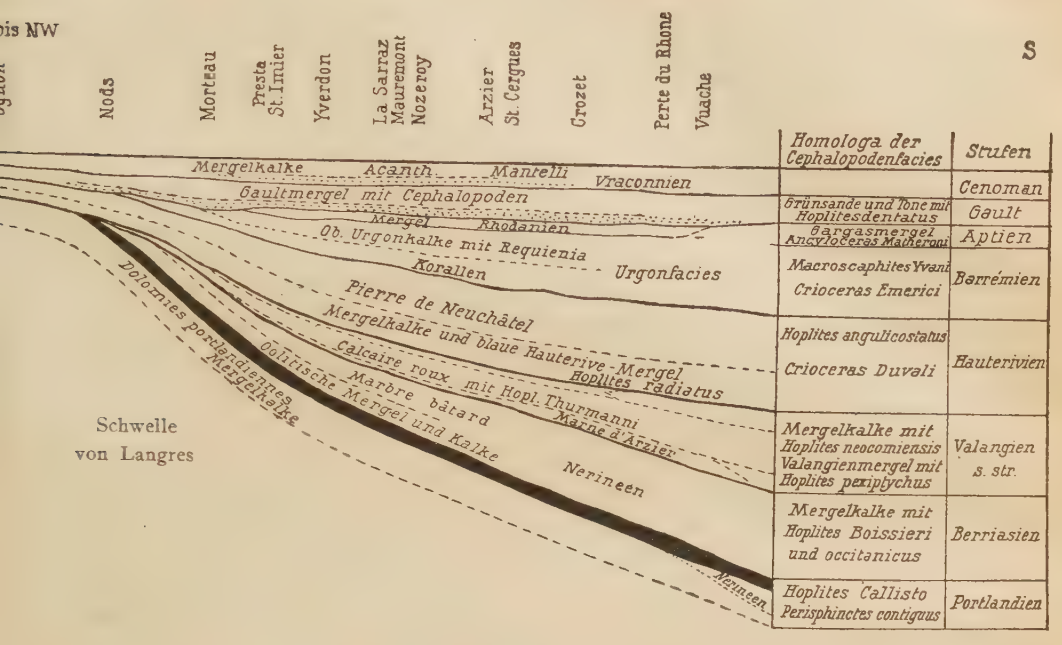


Fig. 79.

Faziesprofil durch die Kreide im westlichen Jura nach E. Baumberger, 1901.

(Schwarz = Purbeck, punktiert = Grünsande. Die präcenomanen und eogenen Erosionen sind nicht berücksichtigt.)

Das Profil von Valangin ist nach Baumberger (Fig. 80) das folgende von unten:

Purbeck, Süßwasserbildung des oberen Portlandien, nicht gut aufgeschlossen.

Unteres Valangien = Berriasien 42—44 m.

1. Mergelgruppe; graue, etwas oolithische, weiche Kalke und Mergelkalke mit Pygurus Gilliéroni Desor, Phyllobrissus Duboisi Des., Terebratula valdensis Lor., zu oberst 1 m dicke Lage von blaugrauem, hartem Mergel mit reicher Benthosfauna (Pterocera, Tylostoma, Aporrhais, Natica, Nerinea, Trigonia, Arca, Cyprina, Astarte, Psammobia, Pecten, Lima, Ostrea, Terebratula, Phyllobrissus usw.). ca. 22 m.
2. Kalkgruppe, „marbre bâtard". Kompakte, dickbankige, hellgraue bis gelbliche und rosafarbige Kalke, oolithisch bis dicht, mit untergeordneten mergeligen Lagen, darin Natica Pidanceti, N. valdensis, Nerineen, Turritella, Aporrhais, Pholadomya, Terebratula valdensis, Rhynchonella usw. Zu oberst spatiger, kompakter Kalk voller Nerineen. 20 m.

Oberes Valangien, 13 m.

3. Gelbliche Mergelkalkbank, entspricht den „marnes d'Arzier", mit reichem Benthos: Natica Sauteri, Pleurotomaria, Nerinea Blancheti, N. Etalloni, Rhynchonella valangiensis, Terebratula valdensis, Zeilleria tamarindus, Waldheimien usw., auch Belemniten. 0,3 m.
4. spatiger, dickbankiger „calcaire roux" 9,0 m.
5. dünnbankige, oben limonitreiche Kalke 3,5 m.
6. „Couche de Villers" = Astieriazone; Zone des Saynoceras verrucosum.

Gelbe, plastische Mergel mit harten, limonitisch imprägnierten und inkrustierten Knollen, die von Pholaden angebohrt sind. Sehr reiche Benthosfauna: Gastropoden (Tylostoma, Natica, Fusus, Pleurotomaria, Turbo usw.); Lamellibranchiaten (Pholadomya, Cardium, Trigonia,

Astarte, Arca, Mytilus, Exogyra Couloni, Alectryonia rectangularis, Lima, Cyprina usw.); Brachyopoden (Terebratula, Rhynchonella, Waldheimia usw.); Echiniden (Pygurus rostratus, Toxaster granosus, Cidaris usw.); Serpeln, Korallen, Spongien; auch einzelne Cephalopoden, wie Saynoceras verrucosum, Astieria Atherstoni, Belemniten. 0,3 m.

Hauterivien, ca. 50 m.

7. Homogene blaue Mergel 4,0 m.
8. Graue Mergel mit Kalkkonkretionen, enthaltend Hoplites der Gruppe Leopoldi, Nautilus neocomiensis, Trigonia caudata, Exogyra Couloni, Terebratula acuta usw. 3,0 m.
9. Bankige, oolithische bis spatige gelbliche Kalke, zum Teil mit Glaukonitkörnchen und Kieselkalkknollen, wechselnd mit Mergelkalklagen. Toxaster complanatus, Holectypus macropygus, Rhynchonella multiformis, Pholadomya usw. 12,0 m.
10. „Calcaire de Neuchâtel", gutgeschichtete, gelbliche, oolithische Kalke mit Lagen von Echinodermenbreccien. Lima, Pecten, Turritella, Austern, Cardium, Bryozoën, Astarte Marcoui usw. mindestens 22,0 m.

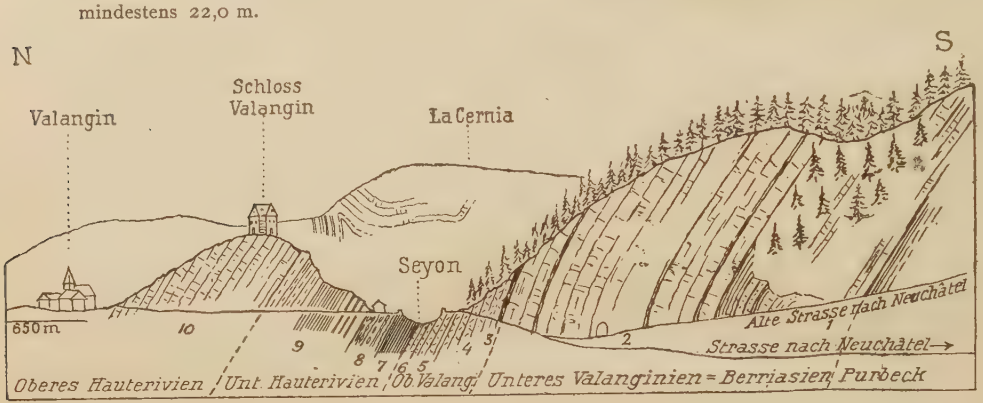


Fig. 80.
Das Profil der untersten Kreide bei Valangin nach E. Baumberger.

Das untere Valangien (Berriasien), auch Infravalangien genannt, hat im Schweizer Jura von Biel an westlich und südlich einen ziemlich einheitlichen Charakter und ist vor allem durch seine hellen, neritischen, dichten und oolithischen Kalke gekennzeichnet, die in der Literatur meist als „marbre bâtard" bezeichnet werden. Die Fauna ist typisch litoral-benthonisch, mit subrezifalen Vertretern wie Nerinea, Natica, Korallen. Baumberger unterscheidet in lithologischer Hinsicht zwei Unterabteilungen:

1. unten Zone der grauen oolithischen Kalke und Mergel.
2. oben Kalkfazies des marbre bâtard.

Diese Faziesgliederung, wobei die obere Abteilung meist mächtiger ist als die untere, ist besonders im Gebiet des Bieler- und Neuenburgersees deutlich ausgesprochen, während weiter südlich, im Gebiet des Vuache und Salève die ganze Stufe durch kompakte, oolithische und dichte subrezifale Kalke mit Nerineen vertreten ist. Zugleich wird die Mächtigkeit von N nach S immer bedeutender.

Bei Villers-le-Lac, nahe der Transgressionsgrenze, beträgt die Mächtigkeit nach Baumberger 15—22 m, am Neuenburgersee 40—50 m, am Vuache nach Schardt bereits 67 m und am Salève nach Joukowsky und J. Favre 75 m (Fig. 79). Am Salève tritt außerdem eine Neuigkeit hinzu, die dem schweizerischen Jura fremd ist: Die Vertretung der unteren Abteilung durch „zoogene"

brecciöse, detritische Kalke mit Heterodiceras Luci, während die obere Abteilung als helle Kalke mit Natica leviathan der Ausbildung im Schweizer Jura völlig entspricht.

Mit Berücksichtigung der Mächtigkeitsabnahme der unteren Valendisstufe nach N gelangt Baumberger zu dem Schlusse, daß deren Transgressionsgrenze ungefähr durch eine Linie bezeichnet wird, die von Biel an westlich über Suhier, Salins und Châlons verläuft. Das gleiche gilt für das obere Valangien. Die Schwelle von Langres wurde offenbar vom Valangienmeer nicht überschritten (vergl. Fig. 79). Eine Gliederung des unteren Valangien nach der Fauna läßt sich im schweizerischen Jura nicht vornehmen, da es sich um eine reine Faziesfauna ohne Cephalopoden handelt, deren Arten sich von unten bis oben wiederholen. Bezeichnende Faziesfossilien sind besonders Natica Leviathan P. et C. = Strombus Sautieri Coq.; Pterocera Jaccardi P. et C., die im oberen Valangien durch P. Desori P. et C. vertreten wird. Pygurus Gilliéroni Desor ist im oberen Valangien durch P. rostratus vertreten.

Das obere Valangien. Auf dem „marbre bâtard" ruht meist mit scharfer Grenze die weniger mächtige Abteilung des oberen Valangien, für die der „calcaire roux", ein rauh anwitternder Echinodermenkalk, besonders bezeichnend ist. Bei vollständiger Entwicklung hingegen läßt sich die folgende Gliederung feststellen, von unten:

1. Marnes d'Arzier; 2. Calcaire roux mit charakteristischen Limoniteinlagerungen; 3. Astieria- und Bryozoënmergel.

Die Marnes d'Arzier (A. Jaccard) sind besonders schön entwickelt bei Arzier (Waadt), von wo auch die durch de Loriol beschriebene reiche Faziesfauna stammt (Les couches de l'étage valangien d'Arzier. Mat. pal. Suisse Livr. X et XI, 1868). Sonst ist diese Zone nicht überall petrefaktenreich. Verbreitet sind u. a. Natica valdensis, N. Sautieri, Nerineen, Ostrea, Mytilus, Acrocidaris minor, Spongien, Korallen, Terebratula valdensis, Rhynchonella valangiensis. Die Marnes d'Arzier entsprechen zeitlich den alpinen Valangienmergeln mit verkiesten Cephalopoden und Belemnitella lata. Es sind im Schweizer Jura grobsandige bröckelige Mergel, deren Mächtigkeit von 0 bis 5 m schwankt (Colas bei Ste.-Croix 5 m, Arzier 4,6 m, Vuache 2,5 m, Trois-Rods 3,5 m, Landeron.-Neuenburg 0,7 m).

Der Calcaire roux ist in der Hauptsache eine fossilarme, gut geschichtete Echinodermenbreccie, die sich aber gegen die Transgressionsgrenze hin zu einem weicheren oolithischen Kalk mit Fossilien umwandelt (Doubs, Bielersee). Er ist stellenweise in seinem unteren, meist aber in seinem oberen Teil mit körnigem Limonit imprägniert und verkrustet, stellenweise sogar völlig durch Brauneisenerz ersetzt, in dem die Versteinerungen eingebettet liegen. Dieses ist am besten entwickelt im Gebiet Métabief, Les Fours, Hôpitaux südl. Pontarlier ($Fe_2 O_3 = 44{,}6-48\,\%$). An diesen Orten, auch bei Vallorbe und im Jouxtal wurde früher das Erz ausgebeutet. Die Mächtigkeit des calcaire roux nimmt ebenso wie diejenige des marbre bâtard nach Süden zu (Morteau 3, Landeron 5, Valangin 9, Nozeroy 11, Ste.-Croix 24, Vuache 39, Salève 44 m). Ähnlich wie beim unteren Valangien finden wir auch beim oberen Valangien, daß diese Stufe am Salève zu einer einheitlichen Kalkmasse wird; weder Marnes d'Arzier noch Astieriamergel sind am Salève zu finden. Der obere Teil des calcaire roux enthält wie in den helvetischen Alpen oft Kieselknollen und Bänke mit massenhaft Alectryonia rectangularis. Im Gebiet Ste.-Croix bis Vuache ist die Kalkmasse durch eine den Marnes d'Arzier ähnliche Mergeleinlagerung in zwei Teile geteilt, wie dies auch in den helvetischen Alpen stellenweise der Fall ist („Spitzernmergel" am Vitznauerstock nach Buxtorf). Neben den neritischen Faziesfossilien, wie Terebratula valdensis, Rhynchonella valangiensis, Nerinea Marcoui, Pholadomya, Pygurus rostratus, Acrosalenia patella, Bryozoën und Spongien wurden als Seltenheit im calcaire roux auch Ammoniten gefunden (zuerst durch Campiche gesammelt, von Pictet bearbeitet). Die wichtigsten der etwa 12 bekannten Arten sind Saynoceras verrucosum d'Orb. sp., Hoplites Thur-

manni Pict. et C., Hoplites (Neocomites) neocomiensis Pict. non d'Orb., H. Desori Pict. et C., H. Arnoldi P. et C., H. Euthymi P., Oxynoticeras Gevrili d'Orb., O. Marcoui d'Orb. und O. heteropleurum Neum. und Uhlig. Die tiefseeischen Formen Phylloceras und Lytoceras fehlen vollständig. Der calcaire roux ist eine neritische Bildung.

Astieria- und Bryozoenmergel. Diese schwach entwickelte Mergelschicht wurde früher von den Schweizer Geologen an die Basis des Hauterivien gestellt, bis E. Baumberger 1901 auf Grund seiner Cephalopodenstudien den Nachweis der Zugehörigkeit zur Zone des Saynoceras verrucosum brachte. In lithologischer Hinsicht, wie in bezug auf die gewöhnliche Benthosfauna (Terebratula valdensis, Waldheimia, Janira atava, Exogyra Couloni) handelt es sich um eine Übergangsschicht. Die Astieriaschicht tritt nach Baumberger in zwei nebeneinander liegenden Fazies auf, nämlich:

a) als gelbe, plastische Mergel mit Astieria Atherstoni Sharpe, nur im Gebiet von Neuenburg-Morteau,

b) als graue, sandige Mergel mit Bryozoën und Spongien, auch Alectryonia rectangularis; am Bielersee und westlich des Neuenburgersee allgemein verbreitet.

Hauterivien.

Die Begriffe Neocomien und Hauterivien. Die fossilreiche Schichtserie über den Jurakalken der Neuenburger Juraketten wurde im Jahre 1835 durch Thurmann als Neocomien (nach dem lateinischen Neocomum für Neuenburg) bezeichnet. D'Orbigny verstand anfänglich unter „étage néocomien" die gesamte Schichtfolge zwischen Jura und Gault, trennte davon aber später sein Urgonien ab. Mit der fortschreitenden Gliederung wurde die Bezeichnung immer mehr eingeschränkt; dadurch entstand allmählich über den Begriff Neocomien eine große Verwirrung. Nachdem bereits das Valangien einerseits und das Urgonien und Aptien andererseits von der Neocomstufe abgetrennt blieben, war für die zwischenliegende Stufe des „Néocomien moyen" die von Renevier 1874 eingeführte Bezeichnung Hauterivien (nach Hauterive bei Neuenburg) besonders zu begrüßen. Sie ist denn auch eine der wenigen Stufen, über deren Abgrenzung die Forscher von jeher einig waren.

Gliederung und Fazies. Die Hauteriviensedimente reichen nördlich Morteau über diejenigen des Valangien hinaus bis auf den Rand des Plateau von Langres (Ognon), wo sie direkt dem Portlandien transgressiv aufliegen (Fig. 79). Die Faziesentwicklung ist etwas weniger einheitlich als beim Valangien. Baumberger unterscheidet im Jura drei Faziesgebiete:

1. Das Ognongebiet (Frankreich). Hier folgen über dem Portlandien zunächst graublaue, plattige Kalke mit Exogyra Couloni, Alectryonia usw., darüber glaukonitische, gelbliche Kalke mit Brachyopoden, beide zusammen nur etwa 20 m mächtig.

2. Der mittlere Jura bis St. Cergues — St. Laurent. In diesem für uns wichtigsten Gebiete lassen sich die Hauterivesedimente durchgreifend lithologisch zweiteilen, wobei allerdings die untere Abteilung allmählich in die obere übergeht und beide sich auch in ihrer horizontalen Ausbreitung mehr oder weniger vertreten; von unten:

1. Mergelfazies. Sie bildet zurückgewitterte, fruchtbare Comben. Stratigraphisch läßt sie sich meistens weiterteilen in:

a) Bläuliche, homogene Mergel mit Cephalopoden, Pleurotomaria Pailleti, Cyprina Deshayesi, Fimbria corrugata. Die Mächtigkeit ist sehr wechselnd, zum Teil infolge Faziesvertretung, und erreicht bei Cressier 10 m.

b) Knollenmergel, bei Cressier 10—12 m, mit lokal außergewöhnlich reicher Fauna.

c) Mergelkalke als Übergang zur Fazies des Neuenburger Kalkes, bestehend aus alternierenden Mergel- und Mergelkalkbänken, durchschnittlich 10—15 m Mächtigkeit.

II. Kalkfazies, Pierre de Neuchâtel. Diese obere Abteilung ist nach Mächtigkeit der untern im ganzen etwa gleichwertig und besteht vorherrschend aus dem bei Neuenburg zu Bauzwecken abgebauten Neuenburger Kalk. Er ist ausgesprochen bankig, geschichtet, gelblich angewittert, ausgesprochen oolithisch oder spatig. Die Mächtigkeit beträgt im Neuenburger Gebiet 40 – 50 m, am Vuache 65 m, am Salève 35 m, letzteres weil dort die Kalke teilweise schon durch Mergel ersetzt sind.

Die Gesamtmächtigkeit des Hauterivien beträgt im mittleren Jura 50—90 m.

3. Der südliche Jura. Von St. Cergues an westlich und südwestlich, besonders in den inneren Juraketten, nimmt nach Ogérien und Schardt die Kalkfazies auf Kosten der Mergelfazies zu, wobei sich jedoch dünne Mergelbänke zwischen die Kalkbänke einschalten. Der Tongehalt wird also im Hauterivien gleichmäßiger verteilt, so daß nun die gesamte Stufe an der Ausbildung der Comben teilnimmt.

In paläontologischer Hinsicht läßt sich ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem Valangien konstatieren, indem das Hauterivien neben den aus dem Valangien abstammenden reinen Faziestieren viel reichlicher Cephalopoden enthält. Die Fauna ist am reichsten in der Mergelfazies. Allein auf paläontologischer Grundlage lassen sich im Hauterivien des Schweizer Jura keine durchgreifenden Zonen unterscheiden. Die Fauna hat einen einheitlichen Charakter. In der Pierre de Neuchâtel tritt keine neue Fauna auf; es handelt sich im wesentlichen nur um Zurücktreten der Individuenzahl. Unter den Ammoniten sind am wichtigsten die Gruppen der Holcostephani und der Hopliten. Die mediterranen, tiefseeischen Vertreter fehlen noch fast vollständig. Nach Baumberger sind bezeichnend Holcostephanus (Astieria) Sayni, H. stephanophorus, H. psilostomus, H. bidichotomus, H. Carteroni, H. latissimus; und von den Hopliten vor allem Hoplites radiatus Brug., H. Castellanensis und H. (Leopoldia) Leopoldi d'Orb. Die letztgenannte Form ist aus allen vier Unterabteilungen des Hauterivien bekannt, während die übrigen nur in der Mergelgruppe gefunden wurden. Am häufigsten sind die Cephalopoden in den blaugrauen Basismergeln. Von phylogenetischem Interesse ist das Erscheinen eines Vertreters der Cristati, Schloenbachia cultrata d'Orb.

Im großen ganzen ist das jurassische Hauterivien als Bivalven- und Spatangenfazies entwickelt. Wenn auch die einzelnen Arten meist nicht für Hauterivien bestimmend sind, so sind es doch die konstanten charakteristischen Fossilienassoziationen. Fast in jedem Profil wiederholen sich, oft in hunderten von Exemplaren: Nautilus neocomiensis; Pleurotomaria Bourgueti; Venus, Natica, Astarte, Panopaea neocomiensis, P. lateralis, Pholadomya elongata, P. Gilliéroni, Trigonia caudata, Arca, Pecten Cottaldi, Lima Tombecki, Exogyra Couloni, Alectryonia rectangularis, Mytilus; Serpeln und Bryozoën; Terebratula acuta, T. pseudojurensis, Waldheimia Marcoui, Rhynchonella multiformis; Toxaster complanatus, Holectypus macropygus usw.

Barrémien (Urgon).

Über den gelben Neuenburger Kalken folgt ohne scharfe Grenze abermals ein Komplex von hellen, teilweise organogenen Kalken, die man allgemein als Urgonkalke bezeichnet.

Noch bis vor kurzem galt die von d'Orbigny 1850 eingeführte Stufe „Urgonien" (nach Orgon in Südfrankreich) auch als Zeitstufe, bis in verschiedenen Gegenden nachgewiesen wurde, daß die Urgon-

kalke eine Fazies darstellen, deren Entstehung je nach der Lokalität auf verschiedene Zeitabschnitte fällt. Als Zeitstufe hat sich daher das durch eine Cephalopodenfauna charakterisierte Barrémien (Coquand 1861) eingebürgert, und es ist unsere Aufgabe, in jeder Gegend den Beginn und den Abschluß der Urgonbildung zeitlich, d. h. nach Ammonitenzonen, zu bestimmen.

Im schweizerischen Jura kann man, wenn auch nicht überall mit der gewünschten Schärfe, meist die folgenden zwei Abteilungen unterscheiden, von unten:

1. Das „Urgonien inférieur" oder „Urgonien jaune". Es besteht vorwiegend aus oolithischen Kalken von gelblicher Färbung, die mit Mergellagen wechseln und oft vom Pierre de Neuchâtel nicht scharf abtrennbar sind. Unter der reichen neritischen Benthosfauna (Terebratula Russiliensis, Rhynchonella lata, Heteraster Couloni, Pygurus productus, Pseudocidaris clunifera, Cidaris Lardyi, Pentacrinus, Spongien, Korallen usw) ist besonders das Auftreten regulärer Seeigel charakteristisch. Bei Morteau und Champ du Moulin finden sich rezifale Einlagerungen. Mächtigkeit 10—40 m. Bei La Russille, Mormont ist das untere Urgon größtenteils in Mergelfazies entwickelt (Russilien nach Jaccard).

2. Das „Urgonien supérieur" oder „Urgonien blanc" erreicht bei voller Entwicklung bis 100 m, ist aber oft durch alte Denudation mit jüngeren Absätzen abgeschnitten. So hat z. B. das obere Urgon vom Val de Travers und vom Vuache nur 10—15 m Mächtigkeit und ist in seinem oberen Teile von Asphalt imprägniert. Die poröse kreidige Fazies des Urgonkalkes, wie sie z. B. im Traverstale auftritt, ist zur Imprägnation sehr geeignet.

Die obere Urgonmasse besteht aus kompakten, hellen, halborganogenen Kalken, in denen schwer beschalte Foraminiferen (Milioliden) gesteinsbildend auftreten. Charakteristisch sind die subrecifalen Chamiden: Requienia ammonia und Toucasia carinata (= Requienia Lonsdalei), neben der geflügelten Schneckengattung Harpagodes (sogen. Pterocera) pelagi und Agria neocomiensis (= Sphaerulites Blumenbachi).

Die Urgonfazies, in den Alpen Schrattenkalk genannt, ist schön entwickelt im Becken von Morteau NW des Neuenburgersees, wo die unteren Urgonkalke zu Bauzwecken abgebaut werden. Etwas weiter nördlich, auf dem Plateau von Russey, sind nach Baumberger nur noch Spuren des unteren Urgon zu finden. Das obere Urgon ist etwa 7 km NE von Morteau noch 10—15 m mächtig, aber schon zwischen Nods und Moutier nicht mehr nachgewiesen. Im Ognongebiet endlich wird das Hauterivien direkt vom Gault überlagert; Urgon und Aptien sind hier wohl gar nie abgelagert worden, indem das genannte Gebiet in diesen Zeiten bereits zur Festlandschwelle von Langres gehörte. Vom Bielersee an südwestlich ist das Urgon im Schweizerjura allgemein verbreitet. Die Mächtigkeit der ursprünglichen Urgonbildung nimmt im mittleren Jura im allgemeinen nach SW zu. Die Requienienkalke des oberen Urgon messen im Traverstale etwa 10 m, bei Ste.-Croix nach Rittener ca. 12 m, bei St. Laurent nach Ogérien 30—40 m, an der Perte du Rhône nach Renevier 50 m, ebenso am Vuache nach Schardt, am Salève nach Joukowsky und J. Favre sogar 100 m. So folgt also auch das Urgon dem gleichen Gesetz wie die tieferen Kreidestufen: Sie sind alle im S am mächtigsten und nehmen gegen den Nordrand der helvetischen Meerbucht, das ist gegen den westlichen Jura und die Schwelle von Langres successive an Mächtigkeit ab (Baumberger).

Aptien.

Diese Stufe kennt man im schweizerischen Jura nur von wenigen Stellen, weil sie einerseits nur lokal als Mergelfazies abgelagert wurde und andererseits bei ihrer geringen Mächtigkeit nur ausnahmsweise aufgeschlossen ist. Im ganzen ist für das Aptien im Juragebirge eine Regression bezeichnend.

Die klassische Stelle des Aptien ist die schon 1853 von Renevier (Mém. géol. sur la Perte du Rhône et ses environs, Mém. soc. hélv. sc. nat.) genau untersuchte Perte-du-Rhône bei Bellegarde, unweit jenseits der Schweizergrenze. Dort folgt über dem hellen Requienienkalk des oberen Urgon eine 15 m mächtige, zurückgewitterte Stufe von Mergeln und Mergelsand mit einer Lage voll von Orbitulina lenticularis und zahlreichen Gastropoden, worunter Pterocera peilag, Lamellibranchiaten (Plicatula placunea), Brachyopoden, Echiniden, worunter Heteraster oblongus besonders typisch ist. Für diese Schichtabteilung wurde durch Renevier die Stufenbezeichnung Rhodanien eingeführt. Nach neueren Untersuchungen (Rollier, Kilian, Jacob) ist das Rhodanien aber nur eine litorale, mechanische Fazies der Zone des Hoplites furcatus, also oberes Aptien (Gargasien), nicht unteres Aptien, wie früher allgemein angenommen wurde. Das darüber folgende grünsandige „Aptien supérieur" der älteren Literatur wird nun von Kilian, Jacob u. a. als Clansayes-Zone (Zone des Douvilléiceras nodosocostatum) zum Albien gerechnet, während es bei Haug als oberste Zone des Aptien figuriert.

Das Aptienprofil von La Presta im Val de Travers wird im Abschnitt Asphalt behandelt. Im Schweizer Jura ist die Fazies des Rhodanien beschränkt auf die Gegend von Vallorbe, Ste. Croix (5—10 m) und Val de Travers, also auf eine Zone innerhalb der Jurafalten. Allein es wäre unrichtig zu sagen, daß an allen übrigen Stellen das Aptien fehle. Südlich der Perte du Rhône wird das Rhodanien durch Urgonkalke vertreten, und es läßt sich nicht ermitteln, wie weit auch in andern Profilen, wo das obere Urgon gut entwickelt ist, die Urgonfazies noch in die Aptzeit hineinreicht. In einem großen Teil des Urgonareales ist zweifellos zum mindesten das untere Aptien (Bedoulien) in den oberen Urgonkalken inbegriffen.

Albien (Gault).

Die klassische Lokalität des Gault im Juragebirge ist die Umgebung von Ste. Croix im Kt. Waadt, speziell die wannenförmige Synklinale von La Chaux, an deren Rändern das vollständige Profil der mittleren Kreide vom Aptien bis Cenoman aufsteigt.

Dort hat der Arzt G. Campiche schon in der Mitte des vergangenen Jahrhunderts systematisch Versteinerungen gesammelt, die dann durch F. J. Pictet monographisch bearbeitet wurden und im Museum Lausanne aufbewahrt sind. Jeder, der sich schon mit paläontologischen Studien der mittleren Kreide befaßt hat, kennt die klassischen Arbeiten Pictet et Roux (Mollusques fossiles des grès verts des environs de Genève, Mém Soc. phys. et d'hist. nat. Genève, 1848—1854 und Pictet et Campiche, Fossiles du terrain crétacé de Ste. Croix, Mat. pal. Suisse 1858—1871). Weitere paläontologische Arbeiten sind E. Renevier und P. de Loriol zu verdanken. In stratigraphischer Hinsicht geben Aufschluß die Werke von G. de Tribolet, Campiche, A. Jaccard („Beiträge" 1869) und von Rittener („Beiträge" n. F. Lfg. 8, 1902 mit geol. Karte 1:25000). Wir halten uns an die letztgenannte sorgfältige Arbeit und die ergänzenden Ableitungen von Ch. Jacob (Partie moyenne des terrains crétacés, Grenoble 1907).

Rittener konnte bei Ste. Croix folgendes Profil feststellen:

1. „Rhodanien"-Mergel 5—10 m, schlecht aufgeschlossen, mit Hoplites furcatus, Douvilléiceras Martini usw., entspricht also dem Gargasien.

2. Grober Quarzsandstein, 2—3 m, manchmal oolithisch und eisenschüssig, sogen. „Aptien" oder „Aptien supérieur".
3. Gelber Kalk mit roten Fossilien nach Jacob, stellenweise grünsandig, 2—3 m, mit Parahoplites Campichei, entspricht wahrscheinlich dem Niveau von Clansayes.
4. Grünsand mit phosphoritischen Fossilien, sehr glaukonitreich, kaum 1 m, mit Parahoplites Milletianus, Hoplites regularis, H. tardefurcatus usw.
5. Mergel mit pyritisierten Fossilien, 10 m, mit reicher Fauna, worunter Mortoniceras Royssianum, Desmoceras Beudanti, Hoplites dentatus.
6. „Vraconnien" Reneviers, besonders an der Straße südlich La Vraconnaz aufgeschlossen; Sandstein von 5—10 m, mit Mortoniceras inflatum, Brancoceras varicosum, Desmoceras latidorsatum, Puzosia Mayoriana, Stoliczkaia dispar, Turrilites Bergeri, T. Puzosianus.
7. „Rotomagien", blätteriger Mergelkalk von einigen Metern mit der klassischen Fauna von Rouen: Schloenbachia varians, Acanthoceras rotomagensis.

Die Aufschlüsse im Val de l'Auberson südlich Ste. Croix sind zur Zeit sehr mangelhaft. Die reiche Fossilernte von Campiche wurde bei Gelegenheit der Straßenanlage und des Abbaues einer Lehmgrube gewonnen. Th. Rittener ließ zur Profilaufnahme Schürfgräben herstellen. Das weitaus am besten aufgeschlossene Profil der mittleren Kreide bietet die Perte du Rhône (Renevier). Die älteren Horizonte sind auf der linken, die jüngeren auf der rechten Seite der Rhone vorzüglich aufgeschlossen, von unten:

1. „Calcaires à Caprotines" = Urgonien blanc, mit Requienia ammonia.
2. „Calcaire à Ptérocères" mit Pterocera pelagi, Toucasia carinata. Unteres Aptien 2,00 m.
3. „Marnes jaunes", Mergelkalk und gelbe Mergel, an der Basis blaue Mergel 1,95 m.
4. „Argiles rouges", rote Tone, zu oberst bläulich 3,30 m.
5. „Grès marneux", grünlich-grauer Sandstein 1,30.
6. „Couche à Orbitolines", gelblicher Mergelkalk, erfüllt mit Orbitolina lenticularis 0,50 m.
7. Grüngrauer, mergeliger Sandstein 7,95 m.
8. Grünlicher Sandstein mit Ostrea aquila 0,75 m.
9. Grünlich-bläuliche Sande 4 m.
10. Harte grüne Sandsteine, übergehend in blauen glaukonitischen Kalk 0,75 m.
11. Grünliche Sande mit weißen, zerbrechlichen Fossilschalen, worunter Hoplites tardefurcatus, H. regularis, Parahoplites Milletianus und Douvilléiceras mamillatum, Inoceramus sulcatus. Albien 1,00 m.
12. Grünliche, mergelige, fossilleere Sande 2,00 m.
13. Bläulich-grünliche Sande, reich an braunen und grünen phosphoritischen Steinkernen 0,60 m.
14. Gelblicher Sandstein, reich an phosphatischen Fossilien 0,60 m.
15. Rötlicher Sandstein, nach oben bläulich und gelblich, fossilarm 2,20 m.
16. „Sables supérieurs", weißer bis bräunlicher Quarzsandstein, im oberen Teil mit Silex ca. 30 m.

In dieser Schichtreihe faßte Renevier die Horizonte 3 bis 7 als „Aptien inférieur" („Rhodanien") auf. Nach Jacob 1907 entspricht dieses Rhodanien aber dem oberen Aptien oder Gargasien. Darüber folgen die grünsandigen Schichten 8 bis 10, zusammen 5,5 m, das „Aptien supérieur" von Renevier. Unter den Cephalopoden erkannte Jacob bei seiner Revision Parahoplites cf. Nolani, Douvilléiceras Bigoureti, D. cf. Bergeroni, D. nodosocostatum. Das ist die Fauna von Clansayes, die von Kilian und Jacob bereits zum Albien, von Haug u. a. zum obersten Aptien (Gargasien) gerechnet wird. Das Albien oder der Gault im engeren Sinne (Horizonte 11 bis 15) ist an der Perte du Rhône in sandiger Fazies entwickelt, zum Unterschied der tonigen Fazies des klassischen Gault (Folke-

Die Kreidebildungen des Juragebirges.

Nach den neueren Arbeiten von E. Baumberger, Ch. Jacob, W. Kilian, Th. Rittener, H. Schardt u. a.
Zusammengestellt von Arnold Heim.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Stufen			Ausbildung (verglichen Taf. XVIII) SW-Jura (Reculet-Vuache, Salève, Perte-du-Rhône)		Zentraler Jura (Neuenburg, Waadt)		Mächtigkeiten		Versteinerungen
Obere Kreide	Cenoman oder Rotomagien		? Grünliche Sande, fossilleer, oben mit Hornsteinknollen	Fehlt am Salève	Dünnplattiger kreidiger Mergelkalk, weißlich bis gelblich und rötlich: Lac St. Point, Val de Joux bei Ste. Croix, Souaillon bei St. Blaise, Cornaux und Cressier (Neuenburg), am Bielersee transgressiv	Fehlt am Bielersee	Perte-du-Rhône ca. 30 m	Ste. Croix ca. 5 m max. 50 m bei Pontarlier	*Acanthoceras rotomagense, Ac. Mantelli, Schloenbachia varians, Scaphites aequalis, Holaster subglobosus*
Mittlere Kreide	Albien Gault-Stufe	Oberes (Vraconnien)	Rötliche und gelbliche Sandsteine und grünliche Sande mit rötlichen Phosphorit-Fossilien mit besonderer *Mortoniceras*-Fauna	Fehlt am Südrand von Neuenburg bis Vuache	Sandiger Mergel und Grünsand mit braunen Phosphoritknollen und -fossilien (Albien gréseux)		Perte-du-Rhône ca. 30 m Perte-du-Rhône 5,60 m	Ste. Croix 5—10 m	Reiche Fauna: *Mortoniceras inflatum, Turrilites Bergeri, T. Puzosianum, Ostrea vesiculosa* etc.
		Mittleres (Gault s.str.)			Blaue Gaultmergel und -tone mit pyritischer Fauna (Albien pyriteux)			Ste. Croix 10 m	Reiche Fauna. *Hoplites dentatus, Desmoceras Beudanti, Acanthoceras Lyelli, Latidorsella latidorsata* etc.
			Grünsande mit weißen Fossilien		Grünsand mit Phosphoritknollen und -fossilien (Albien sableux)			Ste. Croix 1 m Perte-du-Rhône 1 m La Presta 0,5—1 m	Reiche Fauna: *Parahoplites Milletianus, Hoplites tardefurcatus, H. regularis*
	Aptien Apt-Stufe	Zone von Clansayes [1]	Grünsandstein und grünliche Sande, glaukonitreich, sogen. „Grès durs"		Gelbe Kalke mit roten Fossilien (Ste. Croix nach Jacob) Grünsandige Kalke und Lumachelle, asphalthaltig (= Aptien Jaccard) La Presta			Ste. Croix 2—3 m Perte-du-Rhône 5,5 m La Presta 5 m	*Douvilleiceras nodosocostatum, D. Bigoureti, Parahoplites Campichei*
		Gargasien (Kilian)	Mergelige grünliche Sandsteine, bläuliche Tone und gelbliche Mergel mit Orbitolinenschicht Am Salève Kalkbreccie und grünliche Kalkmergel		Grobe Quarzsandsteine, manchmal oolithisch und eisenschüssig, sogen. Aptien 2—3 m Blaue und gelbliche Mergel mit Orbitolinen (La Presta); gelbliche Mergel und Kalke (Ste. Croix), sogen. Rhodanien			La Presta 13 m Ste. Croix 7—8 m Perte-du-Rhône ca. 15 m Salève 2 kl. Aufschlüsse	*Hoplites furcatus, Douvilleiceras Martini, Heteraster oblongus, Rhynchonella Gibbsi, Terebratula Dutempleana*
		Bedoulien	Kalke und Mergelkalke mit Pteroceren sogen. Calcaire à Ptéroceres Kalke und Mergelkalke mit Rudisten (Salève)		Oberer Urgonkalk (Perte-du-Rhône) „Crappe" mit Requienien, Urgonasphalt (Travers-La Presta)			Perte-du-Rhône 2 m La Presta 10 m	*Toucasia carinata* *Matheronia aptiensis* } in Urgonfazies
Untere Kreide oder Neocomien	Barrémien Barrême-Stufe	Oberes	Zoogene weiße Kalke mit Rudisten „Calcaire à Caprotines"		Oberer Urgonkalk hell, dickbankig (Urgonien blanc)			Gorges de l'Areuse 10 m Vuache 40—50 m Salève 100 m	*Requienia ammonia, Radiolites (Agria) neocomiensis*
		Unteres	Grümmelige, oolithische, gelbe Kalke, manchmal mergelig: Feuersteinknollen, Spongiten (Saleve) Weiße oder gelbliche oolithische Kalke: Feuersteinknollen (Vuache)		Unterer Urgonkalk, gelblich, oolithisch (Urgonien jaune) Gelbliche sandige Mergel und Kalke von La Russille, Mormont usw., sogen. Russilien			Gorges de l'Areuse 10—20 m Vuache ca. 40 m Salève ca. 10 m	*Heteraster Couloni, Goniopygus peltatus, Cidaris Lardyi, Pseudocidaris clunifera, Rhynchonella lata, Terebratula Russilliensis, Eudesia Ebrodunensis*
	Hauterivien Hauterive-Stufe	Oberes	Spatige, glaukonitische Kalke mit oolithischen Mikrobreccien (Salève) Graue und gelbe oolithische Kalke, obere Partie mergeliger (Vuache)		Pierre jaune de Neuchâtel, oolithische und spatige gelbe Kalke (Hauterivien calcaire)		Neuenburgersee ca. 80 m	Neuchâtel 50 m Ste. Croix 10—15 m Vuache 65 m Salève 35 m	*Nautilus neocomiensis, Hoplites radiatus, Leopoldia Leopoldi, Astieria filosa, A. Sayni, Exogyra Couloni, Rhynchonella multiformis, Terebratula acuta, Toxaster complanatus, Pseudodiadema Bourgueti, Pygurus Montmollini*
		Unteres	Blaugraue Mergel und Mergelkalke, oben stark glaukonitisch (Salève) Graue und bläuliche Mergel mit Kalkknollen (Vuache)		Mergelkalke Knollenmergel Homogene bläuliche Mergel „Marnes d'Hauterive" } Hauterivien marneux			Cressier 35 m Valangin 25 m Ste. Croix 40 m Vuache 32 m Salève ca. 60 m	
	Valangien s. l., Valendis-Stufe	Oberes Valangien Valangien s. str.	„Calcaire à *Alectryonia rectangularis*", graue und gelbliche Spatkalke am Salève bräunlich oder blau mit Glaukonit		Astieriamergel (nur im Gebiet NW Neuenburg) oder Bryozoën- und Spongienmergel von Ste. Croix		Vuache 13 m Salève 11 m	NW Neuenburg 0,2—0,85 m Ste. Croix 1,5—2 m	*Astieria Atherstoni, Saynoceras verrucosum*
			„Calcaire roux" Oolithische oder Echinodermenkalke mit Limonit oder Pyrit		„Calcaire roux", Echinodermenkalke mit Limonit-Einlagerungen „Marnes d'Arzier", graue und gelbliche Mergel und Mergelkalke. Reiche Fauna		Vuache 25 m Salève 32 m	Valangin 9 m Ste. Croix (Colas) 5,5 m Neuenburgergebiet 0—2 m Ste. Croix 4 m Arzier 5 m	*Thurmannia Thurmanni, Hoplites Arnoldi, Oxynoticeras Gevrili, O. Marcoui, Saynoceras verrucosum, Pterocera Desori, Rhynchonella valangiensis, Pygurus rostratus, Spongien, Korallen*
		Unteres Valangien Infravalangien oder Berriasien	„Assise à Natica Leviathan" Helle oolithische Kalke und zoogene Mikrobreccien mit Foraminiferen (Salève)		Kalkfazies des „Marbre bâtard" Helle kompakte Kalke; Nerineen- und Requienienkalke		Villers-le-Lac 15—22 m Neuenburgersee 40—50 m Nozeroy 35—40 m Vuache 70 m	Ste. Croix 30—40 m Salève 75 m	*Natica (Ampullina) Leviathan*
			„Assise à Heterodiceras Luci" Oolithische Kalke und zoogene Mikrobreccien mit Korallen (Oolithe corallienne von Alph. Favre)		Zone der oolithischen Kalke und Mergel			Bielersee 7—20 m Salève 22 m	*Heterodiceras Luci, Toxaster granosus*
Oberer Jura	Portlandien	Purbeck	Marine und Süßwasserbildungen mit zahlreichen Einlagerungen von „Brèches à cailloux multicolores"		Süß- und Brackwasserbildungen				

[1]) Diese Übergangszone wird von Kilian und Jacob zum Albien, von Haug und den Schweizer Geologen zum Aptien gerechnet.

stone). Der fossilreiche Horizont 11 entspricht zweifellos der Tardefurcatuszone (unteres Albien). Die Schichten 14—15 enthalten eine reiche Fauna, die keiner sonst bekannten außeralpinen, nach Arn. Heim und E. Ganz aber derjenigen der Lochwaldschicht der helvetischen Alpen entspricht. Sie ist vor allem gekennzeichnet durch zahlreiche Arten von Mortoniceras, wie M. Hugardianum, M. Candollianum usw. Jacob hat diese Fauna zum Typus seiner Unterzone VIa, jünger als die Zone des Hoplites dentatus, älter als diejenige des Mortoniceras inflatum und Turrilites Bergeri erhoben. Außer den Cristati sind zahlreiche Arten wie Hoplites splendens, Puzosia, Desmoceras Beudanti, D. latidorsatum, Mollusken und Echiniden vorhanden, die schon in der Dentatuszone auftreten. Das stratigraphische Niveau der „sables supérieurs" ist noch nicht aufgeklärt. Es entspricht vermutlich dem „Vraconnien" von Ste. Croix.

Über der Kreide liegt ohne Bohnerzbildung direkt die aquitanische Molasse.

Das Profil der Perte du Rhône ist somit vollständig und durch alle Ammonitenzonen der mittleren Kreide vertreten. Es stimmt in stratigraphischer und paläontologischer Hinsicht im ganzen gut überein sowohl mit dem klassischen Gault von England (Folkestone), als auch mit demjenigen der helvetischen Alpen, was die Folge der neuen Meerverbindung durch den Sund von Langres ist. Der Gault war im Jura in südnördlicher Richtung weiter verbreitet als das Aptien. Wo das „Rhodanien" fehlt, liegt der Gault an vielen Stellen direkt auf dem Urgonkalk, stellenweise taschenförmig in diesen eingreifend. Im NW greift der Gault ohne nennenswerte Faziesveränderungen direkt auf das Barrémien, am Ognon und der oberen Saône sogar direkt auf das Hauterivien über (Figur 79). Dies ist die Einleitung zu der für Mitteleuropa so bedeutungsvollen Cenoman-Transgression. Ob in den Gegenden, wo die Kreide mit dem Urgon abschließt, wie längs des inneren Jurabogens vom Neuenburgersee bis Vuache und Salève der Gault infolge späterer Denudation fehlt oder nie abgelagert wurde, ist noch eine Frage. Das erstere ist wahrscheinlicher. NE Ste. Croix findet man den Gault wieder in analoger Entwicklung bei La Presta im Traverstale, wo er ebenso über grünsandigem Kalkstein der Clansayeszone einsetzt. Im SW trifft man dieses Niveau von Clansayes wieder bei Vallorbe, wo es durch eine rostige Echinodermenbreccie ersetzt wird (analog den Brisischichten der Alpen). Damit endigen die Ablagerungsgebiete des Gargasien und der Clansayeszone, während der mittlere und obere Gault weiter nach N bis zum Pariserbecken, nach E bis Renan bei St. Imier im Berner Jura reichte.

Cenoman.

Diese Stufe, obwohl früher eine weite Decke über den älteren Kreideablagerungen bildend, ist infolge nachträglicher Erosion in ihrer Verbreitung beschränkt. Außer in der Umgebung von Ste. Croix, wo man die schönste kontinuierliche Schichtreihe nach dem Liegenden findet, ist das Cenoman vom Südrand des Jura am Bielersee und Neuenburgersee bekannt. Von dort überschreitet die Südgrenze des Cenomanareals die innerste Jurakette. Man kennt Cenomanvorkommnisse noch auf französischer Seite bei Ste. Claude und Nozeroy in den inneren Juraketten, sodann in der Gegend des Ognon und der Saône, von wo aus sie vermutlich die Schwelle

von Langres überschritten. Während in diesem Areal das Cenoman meist normal dem Gault aufliegt, greift es im Osten, am Bielersee, transgressiv über ältere Kreidestufen, ja sogar über Portlandkalke. Die Cenomanbildungen haben nach Fazies und Fauna einen ziemlich einheitlichen Charakter und bestehen aus mergeligen, mehr oder weniger plattigen bis blätterigen, kreidig weißen oder gelblichen bis rosafarbigen Kalken mit der echten Fauna von Rouen (vergl. S. 510).

Im französischen Jura, bei Lains und Mâcon kennt man noch Relikte von kreidigem Kalk mit Silexknollen und Inoceramus labiatus, die bereits dem Turon angehören.

2. Die Asphaltvorkommnisse.

Literatur:

A. Jaccard, Etudes géol. sur l'Asphalte et le Bitume au Val de Travers, Bull. Soc. Sc. nat. de Neuchâtel 1889 und Eclogae vol. II, 1890.

H. Schardt et A. Dubois, Le Crétacique moyen du Synclinal de Val de Travers-Rochefort, Bull. Soc. Sc. nat. de Neuchâtel, 1900.

A. Jaccard, Le Pétrole, l'Asphalte et le Bitume au point de vue géol., Paris 1905.

H. Schardt, Notes sur les gisements asphaltifères du Jura, Bull. Soc. Sc. Nat. de Neuchâtel 1911.

R. de Girard et R. de Buman, Les Gîtes d'Hydrocarbures de la Suisse occidentale, Mém. Soc. Sc. Nat. de Fribourg, 1913.

Geograph. Lexikon der Schweiz, Bd. V pag 278 und Bd. VI pag. 303—307.

a) Der Urgon-Asphalt im Val de Travers.

Schon die Pfahlbauer am Neuenburgersee kitteten Steinbeile in Horn- oder Holzfassung mit Asphalt aus dem Jura ein. Nach schriftlicher Überlieferung wurde Asphalt zuerst im Jahre 1626 bei Buttes im Traverstale gefunden. Seit Beginn des 18. Jahrhunderts bis 1812 wurde Asphalt auf der N-Seite dieses Tales, bei Bois de Croix ausgebeutet (Fig. 82). L. v. Buch erkannte 1801 die Fortsetzung der gleichen Schicht auf der S-Seite des Tales bei La Presta. Dort wurde 1837 die Ausbeute mit Stollen begonnen. Seit 1850 ist der Abbau auf der N-Seite verlassen. 1858—1868 wurde die Ausdehnung des Lagers durch Bohrungen geprüft.

Figur 81 gibt eine Übersicht der zutage tretenden Schichten. Zwischen dem Bureaugebäude und dem Stolleneingang läßt sich zu Tage folgende Schichtreihe beobachten.

1 Urgonkalk; bankiger, weißlicher, dichter bis oolithischer Kalkstein, 20 + x m, im oberen Teil mit Nestern und Spaltenfüllungen von Asphalt, der von oben her eingedrungen ist.

2a 4—6 m Hauptasphaltlager, „bon banc". Massiger Kalk von grauer Oberfläche, inwendig dunkel schokoladebraun bis schwarzbraun, mit durchschnittlich 10 % Bitumen imprägniert. Nach Ausziehen des Bitumens mit Chloroform bleibt ein kreidiger, krümeliger, onkolithischer Kalksand zurück, in dem sich spärliche überkrustete Foraminiferen und Quarzkristallkörnchen bis zu 0,5 mm erkennen lassen (vorwiegend chemischer Niederschlag).

2b 3,2 m „Crappe", Urgonkalk, weniger porös und mit geringerem Asphaltgehalt, oben 1 m weißer Kalk, erfüllt mit Requienien, deren Schalen und Füllungen teilweise bituminisiert sind.

2c 2 m „Crappe" ohne Requienien, körnig schokoladebraun wie 2a, jedoch ärmer an Asphalt.

3a 0,5 m grünlichweißer Mergel.

3b 0,7 m grünlicher, zäher, knolliger Mergelkalk mit grünen Glaukonitmergelnestern, Pyrit und gelben, ankeritischen Schalenfragmenten von Mollusken, übergehend in

3 c ca. 4 m grüner plastischer Mergelton, übergehend in
3 d 1 m dunkel braungrüner, feinsandiger Mergel.
4 1 + ? m grobkörniger Glaukonitmergel mit rauhen glaukonitischen Kalkknollen, sehr fossilreich.

Die Schichtreihe ist nach oben vollständiger in einem Graben südlich La Presta, $^1/_2$ km SE des Mineneinganges entblößt. Das Gargasien Nr. 3 ist jedoch heute teilweise verschüttet. Mit diesem nach Schardt ergänzt, ergibt sich dort folgendes Profil (Fig. 81 rechts):

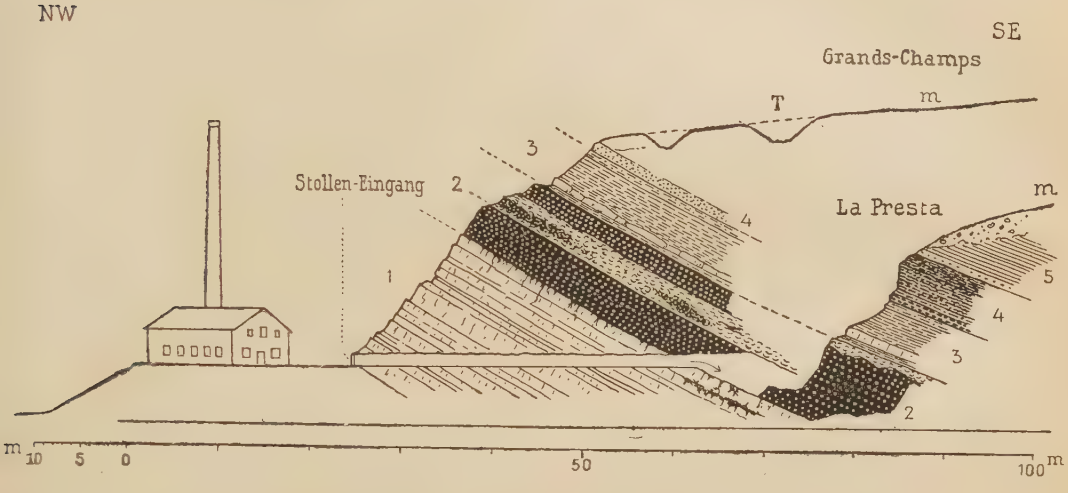


Fig. 81.

Die Schichtfolge bei der Asphaltmine von Travers, etwas schematisiert (aufgenommen von Arnold Heim).

1 = Urgonkalk.
2 = Oberes Urgon mit Asphalt } Aptien.
3 = Aptmergel, Gargasien }
4 = Grünsandiger Kalk und Lumachelle, mit Asphalt („Aptien" A. Jaccard), Clansayes-Zone.
5 = Gault s. str., Albien.
m = Moräne, darunter höher oben aquitane Molasse.
T = Einsturztrichter.

1 Urgonkalk.
2 8—10 m Urgonasphalt, kompakt, im NE mit einer ca. 1 m dicken Bank von weißem Requienienkalk, wie 2b oben.
3 a 0,7 m weißer bis grünlicher Mergelkalk mit Orbitolinen (an a. Stelle im SW 0,5 m bläuliche und rostige Lehmschicht).
3 b 1 m gelber, etwas spatiger Kalk.
3 c 3 m hellblauer Mergel und grüngrauer Mergelkalk mit Pterocera pelagi, Tylostoma Rochati, Plicatula placunea, Belemnites fusiformis usw. An der Basis massenhaft Orbitolina lenticularis und Heteraster oblongus.
3 b 0,8 m hellblauer, rosafarbiger bis gelber Tonmergel.
4 a 1 m harter, grobkörniger, fossilreicher Kalksandstein mit Rhynchonella Gibbsi, Terebratula Dutemplei, Acanthoceras Milleti, Schwämme und Bryozoen.
4 b 0,7 m schieferiger, grünsandiger Mergel mit Bitumen imprägniert.
4 c Schieferiger, mehr oder weniger grünsandiger Kalk mit großen Glaukonitkörnern und Lagen von Lumachelle aus Fragmenten von Mollusken, Echiniden, Bivalven und Bryozoen, inwendig braun, porös, durch und durch mit Bitumen imprägniert, im oberen Teil stellenweise sogar reich, mit starkem Asphaltgeruch.

5a 0,5 bis 1 m Grünsand mit Phosphoritknollen und reicher Fauna, worunter nach Rollier: Douvilléiceras mamillatum, Pleurotomaria, Solarium, Natica, Cyprina, Lima, Terebratula Dutemplei usw.

5b 5 m? Gault-Tonmergel mit eingekneteter Moräne, darin Ancyloceras Vaucheri, Hoplites interruptus, Desmoceras Parandieri, Phylloceras usw.

Abgesehen von lokalen Asphaltnestern und Schalenfüllung in 3c (Sammlung Jaccard) finden wir somit das Bitumen auf die zwei Hauptstufen 2 und 4 verteilt, die durch völlig abdichtende bitumenfreie Mergel(3) getrennt sind. „Bon banc" und „Crappe" sind sich stellvertretende Fazies.

Zurzeit wird nur das meist etwa 5 m mächtige Hauptlager 2a abgebaut, dessen Bitumengehalt zwischen 5 und 16% schwankt. Eine Probe ergab z. B. Wasser 0,90, Bitumen 10,34, $CaCo_3$ 88,20, SiO_2 0,30%. Durch Destillation erhält man neben leichtflüchtigen Fraktionen ein grün fluorescirendes Schmieröl. Was über 7% Bitumen enthält, wird abgebaut und entweder roh nach London versandt oder zermahlen und

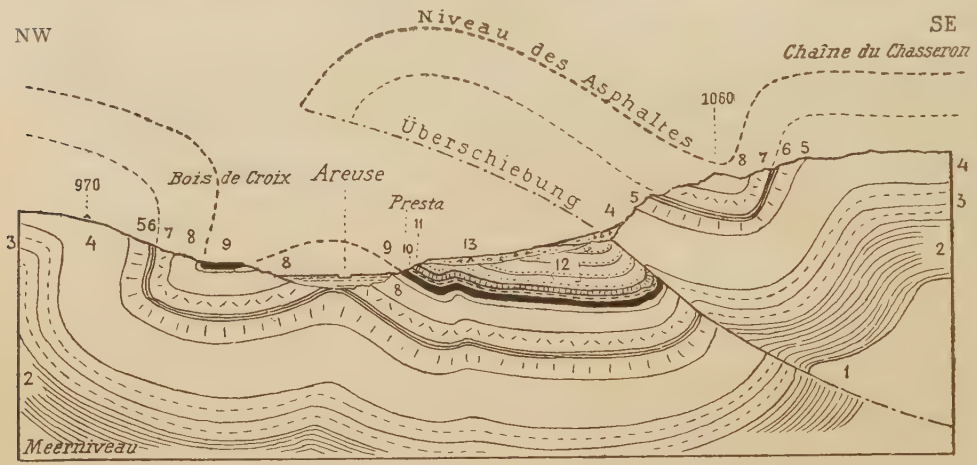


Fig. 82.

Die Lagerung des Asphaltes (schwarz) im Traverstal, nach A. Jaccard und H. Schardt, 1:30000. 1 Dogger, 2 Argovien, 3 Sequan, 4 Kimmeridge, 5 Portlandien, 6 Purbeck, 7 Valangien, 8 Hauterivien, 9 Urgon mit Asphalt, 10 „Aptien", 11 Gault, Albien, 12 Molasse (Aquitan), 13 Moräne und Gehängeschutt.

unter Erhitzung bis zu einem Gesamtgehalt von 15—20% mit Asphalt aus Trinidad oder Mexico gemischt. Die in 6seitige Prismen gegossenen Klötze gehen zur Straßenpflasterung in den Handel bis nach Australien und Südamerika. Früher wurde der Asphalt mühsam ausgeschmolzen und am Bestimmungsort in London wieder mit Kalksteinmehl gemischt und heiß gestampft. Seitdem das Rohgestein direkt ohne Ausschmelzen des Asphaltes verwendet wird, ist das Geschäft in Aufschwung gelangt. Eigentümer ist der Kt. Neuenburg, Inhaber der Konzession „The Neuchâtel Asphalte Co. Ltd.", die dem Kanton jährlich, je nach dem Gewicht der Rohausbeute etwa 150000 Frs. entrichtet. In den letzten 20 Jahren sind mit etwa 100 Mann Belegschaft über 500000 t ausgebeutet worden. Die Gesamtausbeute beträgt bis Ende 1917 2000000 t und die damit ausgeführten Bepflasterungen umfassen zirka

25 km² (C. Schmidt). Das in Arbeit stehende Feld ist etwa 500 m breit und 1300 m lang.

Die Hauptmenge liegt tiefer als der Talboden und ist zurzeit teilweise mit Wasser gefüllt. Beständig arbeiten elektrische Pumpen, die etwa 4000 Ml bewältigen können. Noch ein sehr großes Gebiet, besonders gegen SW, ist unberührt. Im Berginnern werden Pfeiler stehen gelassen. Da früher zu lange kein Bergversatz eingebaut worden war, um auch noch die Pfeiler ausbeuten zu können, ergaben sich Übelstände. Erst bildeten sich Aufbrüche der entlasteten Böden mit Wassereinbrüchen von unten in die ursprünglich trockene Grube hinein. Ferner fand in den 80er Jahren des letzten Jahrhunderts ein ausgedehnter Deckeneinbruch im nördlichen Teil der Grube statt. Der Grubenausbau ist bergtechnisch sehr unvollkommen. Die Asphaltgrube des Val de Travers ist heute außer dem Salz die rentabelste Bergwerksunternehmung der Schweiz und die einzige, deren Produkte auf dem europäischen Markt eine Rolle spielen. London ist der Hauptkonsument. 1896 bis 1905 sind 28505 t Asphalt aus der Schweiz ausgeführt und nur 2507 t eingeführt worden.

Wie Fig. 82 zeigt, bildet der Asphalt ein schichtförmiges Lager, das in einer welligen Mulde eingebettet ist. Auf der N-Seite des Tales ist es meist abgewittert, auf der S-Seite von der durch Jaccard und Schardt erkannten Überschiebung der Chasseron—Creux-du-Van-Antiklinale abgeschnitten. Gegen NE verschwindet der Asphaltgehalt. S Noiraigues ist der obere Urgonkalk weiß (Schardt). Gegen SW reicht der Asphalt wenigstens bis Couvet und hat somit eine Längserstreckung von 4 km oder mehr. Weiter gegen SW ist das Urgon abgewittert. Wo es wieder einsetzt, bei Noirvaux, ist es frei von Asphalt. Bei Auberson ist Urgon in mächtiger Entwicklung vorhanden, aber ohne poröse Gesteine und ohne Asphalt. W des Pontarlier-Bruches am Lac de St. Point gibt es kein poröses Urgon, aber Asphalt in den Spalten des dichten Urgonkalkes.

b) Andere Asphaltvorkommnisse.

Ein zweiter Ort, wo 1857—1865 Asphalt ausgebeutet wurde, ist der zum Neuenburgersee abfallende S-Schenkel der großen Chasseronkette bei St. Aubin (Hôtel Pattus). Hier aber soll die Asphaltimprägnation auf im ganzen etwa 10 Schichten verteilt sein, von denen keine einen Meter Mächtigkeit erreicht. Der Asphaltgehalt bleibt meistens unter 4%. Die Mehrzahl der Asphaltbänke sollen hier dem unteren Urgon angehören. Ob sich einst vor Abwitterung die Asphaltimprägnation im Urgon zusammenhängend über das große Gewölbe der Chasseronkette vom Val de Travers nach St. Aubin fortsetzte, läßt sich nicht bestimmen. St. Aubin ist die reichste Stelle am Innenrande des Jura. Sie gehört einer langen Zone an, die von Solothurn bis über die französische Grenze nach Divonne reicht. Die Vorkommnisse dieser Zone von NE nach SE aufgezählt, sind folgende:

Solothurn, Asphalt in Hohlräumen und auf Klüften im oberen Malmkalk (Ptérocérien) der dortigen Steinbrüche. Grenchenbergtunnel, im Portlandkalk auf Klüften. Landeron am Bielersee im Urgon. Concise, Auvernier, bald im oberen, bald im unteren Urgon. An der Quelle La Serrière bei Neuchâtel, Asphalt in porösem oberem Hauterivekalk. Bevaix, Urgongestein, die durch Auflösung der Schalen entstandenen Hohlräume enthalten Bitumen (A. Jaccard). Chamblon bei Yverdon, Asphalt in Spalten des Hauterivekalkes (Schardt). Orbe, in Spalten im Urgonkalk. Mormont bei La Sarraz und Eclépens, zähflüssiger Asphalt (Erdpech) auf Klüften im harten unteren Urgonkalk, stellenweise in mit Calcit austapezierten Hohlräumen (Fig. 83). Goumoëns-le-Jux W Eclépens, Asphalt früher im Urgonkalk ausgebeutet. Divonne, Mt. Mouret in Urgon, ebenso Thoiry S Gex, u. a. O.

Im Innern der ersten Jurafalten trifft man, außer dem beschriebenen Vorkommnis von Travers, Asphalt bei Noiraigues im Steinbruch Furcil in Spalten des Bathonien. Klüfte wie Hohlräume von Ammonitenschalen sind erst mit Calcit, darüber mit Bitumen ausgekleidet (A. Jaccard). Eine „mine d'Asphalt" soll in unterjurassischem Kalke bei Le Chable, 3 km N Travers bestanden haben (C. Schmidt).

Ein sehr klares, sekundäres Asphaltvorkommnis ist dasjenige von Epoisats am Westfuß der Dent de Vaulion, an der Straße von Vallorbe nach dem Lac de Joux, 200 m S Punkt 1030 von Bl. 291, 1:25 000. Der schwarze Asphaltteer bidet den Kitt einer etwa 2 m breiten Kluftbreccie im Echinodermenkalk des Doggers (Fig. 84)

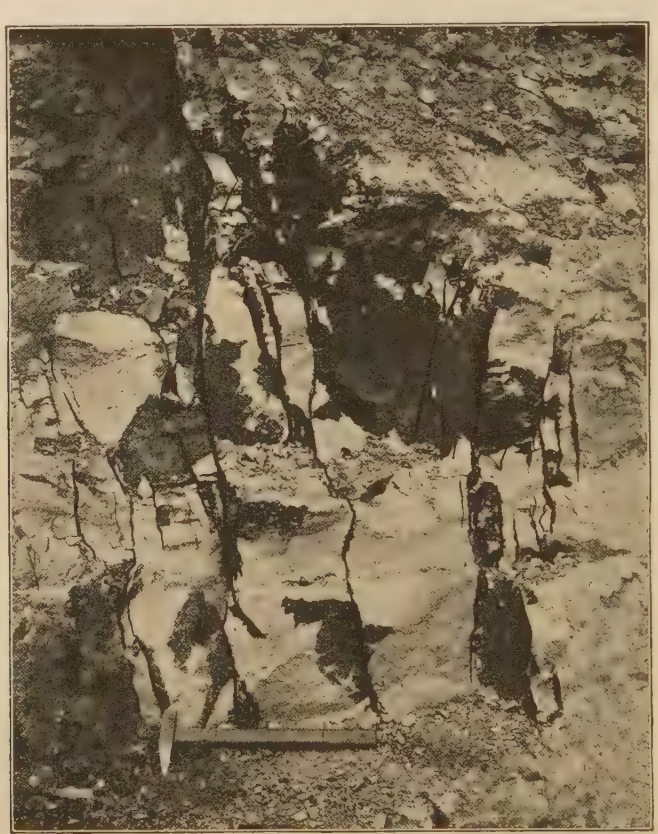


Fig. 83.

Asphalt auf senkrechten, sich rechtwinklig kreuzenden Spalten im unteren Urgonkalk am Mormont, Steinbruch bei Station Eclépens. Der Asphalt erscheint als scharf begrenzte Adern auf den quergeschnittenen, als breite Flecken auf den längs der Oberfläche bloß gelegten Spalten (photogr. Arn. Heim 1917).

Der Bruch streicht S 30° E und läßt sich 300 m weit schief über den Abhang hinauf verfolgen bis zur Kurve 1120 m, wo man am Waldweg auf einen 10—15 m tiefen, umzäunten Schacht stößt. Dort wird die Gangbreccie von Rutschflächen begleitet, auf denen annähernd horizontale Streifen zu erkennen sind. Es handelt sich um eine Transversalverschiebung, die mit 30—40° von der S—N streichenden Hauptbruchlinie abzweigt. Einem analogen Bruch folgt das Bächlein nördl.

Punkt 1097. Neben eckigen Bruchstücken von Echinodermenkalk findet man in der Gangfüllung einzelne größere Stücke von grau angewittertem Asphaltkalk, der makroskopisch vom Urgonasphalt von Travers nicht zu unterscheiden ist. Durch Auslaugen mit Chloroform zerfällt er in einen feinen Sand, dessen Körnchen sich unter dem Mikroskop als zusammengesetzte $CaCO_3$ Kriställchen erweisen (Chemischer Niederschlag).

Vor etwa 100 Jahren und noch 1872 wurde bei Epoisats gearbeitet. Nach einem damaligen Gutachten von Ing. H. Pitorre wurde der Asphaltgehalt in allen Schächten nach der Tiefe reicher, bis zu 14%. Nach A. Jaccard schließt sich aber der Gang nach der Tiefe.

Nach den eifrigen Forschungen von A. Jaccard reichen die Asphaltvorkommnisse noch weiter ins Innere des Juras: An der Straße von La Brévine nach Couvet findet sich in Spalten des Malmkalkes flüssiges Bitumen in einem unporösen Gestein. In Pargots bei Les Brenets enthält der Ptérocerenkalk Bitumen.

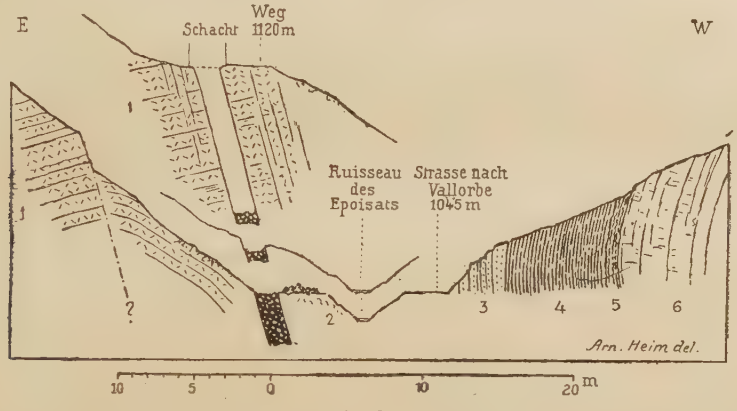


Fig. 84.

Die Asphalt-Gangbreccie im Dogger bei Les Epoisats an der Straße Vallorbe-Lac de Joux. (Nach Beobachtung von Arnold Heim 1917, etwas schematisiert.)

1 = Echinodermenkalk (Bajocien?).
2 = Graue Mergel als Schutt (unt. Bathonien?).
3 = Feinspätiger Kalk, Callovien.
4 = Graue Oxfordmergel, Divésien.
5 = Birmensdorferschicht, fossilreich } Argovien.
6 = Dichter Kalk mit Ankeritnestern }

Auf die französischen Vorkommnisse können wir nicht näher eintreten. Sie entsprechen teilweise den Typen Travers und St. Aubin. In Pyrimont sind innerhalb von 50 m Urgonkalk 8 Asphaltschichten bekannt. Forrens près Chézéry erinnert ganz an Travers.

c) Entstehung der Asphaltlager.

Nach dem Gesagten lassen sich zwei Typen von Asphaltvorkommnissen des Juragebirges unterscheiden:

I. Imprägnation poröser schichtförmiger Lager der Urgonkalke, ausnahmsweise des Aptien oder Hauterivien. Sie folgen dem Jurarand vom Bielersee bis zur Rhone und greifen im Val de Travers mit dem ergiebigsten Lager zwischen die Ketten hinein (Über die Erdölvorkommnisse der Molasse vergl. Lfg. 1, S. 91 und 436).

II. Kluftausfüllungen, unregelmäßig zerstreut (Solothurn, Les Brenets, La Brévine im Malm, Noiraigues und Vallorbe im Dogger).

Zwei Ansichten stehen einander seit mehr als einem halben Jahrhundert scharf gegenüber. Nach der einen ist das Bitumen an Ort und Stelle aus Organismen entstanden, die während der Bildung des Gesteins gelebt haben. Für den Urgonasphalt und die Molasseölsande der Schweiz hat vor allen A. Jaccard diese Ansicht eifrig vertreten. Nach der andern ist das Bitumen auf Klüften aus andern, unbekannten Horizonten in das poröse Gestein nach seiner Bildung eingewandert. Diese 1866 von M. Malo formulierte Theorie hat neuerdings durch H. Schardt 1911 für die Asphaltvorkommnisse im Juragebirge wie für die schweizerischen Ölsande der Molasse einen energischen Vertreter gefunden. Schardt frägt sich, ob das Bitumen aus dem Salzton der Trias herauf oder aus dem Gault herab eingewandert sei. Fatalerweise sind aber diese beiden Stufen frei von Erdöl und der miocäne Salzton der Karpathen, auf den sich Schardt vergleichsweise stützt, ist weder in Galizien noch in Siebenbürgen ein primärer Ölhorizont. Der Urgonasphalt kann aber auch nicht wohl, wie E. Blumer („Petroleum" 1918) vermutet, von den aquitanen Ölsanden hergeleitet werden, denn die tiefsten Sande des Aquitan und diejenigen des Stampien sind, wie auch das Bohnerz völlig frei von Erdöl. Außerdem haben Depéret und Schardt bei Challonge (Frankreich) Urgonasphaltgerölle in einem aquitanen Konglomerat gefunden, dessen Bindemittel bitumenfrei ist. Weiter muß auffallen, daß die schichtförmigen Bitumenlager nicht von den großen Bruchlinien abhängig auftreten.

Bevor man die gewaltigen schichtförmigen Bitumenlager aus unbekannter Ferne herleitet, sollte man in erster Linie den Beweis erbringen, daß sie nicht an Ort und Stelle entstanden sein können. Da dieser Beweis ebenso wie eine dritte Lösung des Problems noch aussteht, stimmen wir Jaccard zu. Wir könnten hier noch viele Gründe dafür nennen, doch würde dies zu weit führen.

Daß sich der Asphalt der Kluftfüllungen auf sekundärer Lagerstätte befindet, darüber kann kein Zweifel bestehen. Sind die Bruchstücke von Epoisats wirklich Urgon, so liegt die Antwort der Herkunft auf der Hand: aus dem Urgonasphalt. Daß die Kluftbreccie nach der Tiefe reicher wird, darf auch nicht verwundern, da an jedem heißen Tage das Bitumen flüssiger wird und mit der fortschreitenden Abwitterung tiefer sickert. Eine derartige Infiltration von oben herab haben wir in kleinem Maßstabe bei Travers direkt beobachtet. Bei den großen Kluftfüllungen muß die Imprägnation gleichzeitig oder jünger sein als die Dislokation: sie ist also vorwiegend postsarmatisch.

Jaccard hat Asphaltnester im unporösen Urgonkalk gefunden, die auf keiner Seite von einer Fuge als Zutrittsweg begleitet, also völlig in sich geschlossen sind. Welches aber sind die Organismen, die das Rohmaterial zum Bitumen geliefert haben? Mit Recht weist Jaccard auf die Tatsache hin, daß das reiche Lager von Travers frei von Molluskenschalen ist, während das Nebengestein von solchen zu Millionen erfüllt ist. Da ferner das Bitumen des sogen. Aptien wegen seiner Abdichtung nicht wohl vom Urgon hergeleitet werden kann, scheinen die Großmollusken auch nur untergeordnet als Bitumenausgangs-

material in Frage zu kommen. Unter dem Mikroskop kann beim Kalksand wie beim Dünnschliff aus „Crappe" festgestellt werden, daß auch die Mikroorganismen (Milioliden, Diploporen, gerollte Bryozoen usw.) nicht als Bitumenbildner in Frage kommen, denn sie sind nur von chemisch niedergeschlagenem Kalk umrindet und bilden mit diesem zusammen die bitumenfreien Krumen, zwischen denen das Bitumen aufgespeichert ist. Wir müssen also an Organismen denken, von denen nichts mehr als das Bitumen übrig geblieben ist; denn darüber sind sich heute fast alle Geologen einig, daß die Bitumina, Erdöl und Asphalt, aus Organismen, besonders Mikroorganismen, hervorgegangen sind.

VI. Das Tertiär des Juragebirges.

1. Die Bohnerzformation.

Aus der überaus reichen Literatur heben wir hier bloß hervor:

1848. R. Cartier, Fossiles provenant de la formation sidérolithique d'Egerkingen. Verhandl. der Schweiz. naturf. Ges.

1850. A. Quiquerez, Recueil d'observations sur le terrain sidérolithique dans le Jura. Denkschr. der Schweiz. naturf. Ges. 1852, und viele weitere Publikationen desselben Verfassers.

1851. P. Merian, Über das Vorkommen des Bohnerzes. Verhandl. der naturf. Ges. Basel.

1853. Alb. Müller, Über das Vorkommen von Eisen und Manganerzen im Jura. Verhandl. der naturf. Ges. Basel.

1861. F. J. Pictet, Ossements éocènes dans le sidérolithique de Moutier et Mormont. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève.

1862—1891. L. Rütimeyer, Die eocäne Säugetierwelt von Egerkingen (Gesamtdarstellung in den Abhandl. Schweiz. paläont. Ges.) und viele andere Publikationen desselben Verfassers.

Seit 1903. H. G. Stehlin, Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns, Abhandl. Schweiz. paläont. Ges., vol. XXX und folgende.

1905. L. Rollier, Die Bohnerzformation oder das Bohnerz und seine Entstehungsweise. Vierteljahrsschr. der naturf. Ges. Zürich, Jahrgang 50.

1906. A. Gutzwiller, Die eocänen Süßwasserkalke im Plateaujura bei Basel. Abhandl. Schweiz. paläont. Ges., vol. XXXII, 1905.

1906. Fr. Leuthardt, Beiträge zur Kenntnis der Hupperablagerungen im Basler Jura, Eclogae.

1907. E. Baumberger, Die Eisenerze im Schweizerjura. Mitt. der naturf. Ges. Bern.

1910. H. G. Stehlin, Über die Säugetiere der schweiz. Bohnerzformation. Verhandl. der Schweiz. naturf. Ges.

a) Stratigraphische Stellung der Bohnerzformation.

Daß die Molasse im Juragebirge nach Art einer umgreifenden Transgression einsetzt, im W, NW und SW mit ihren ältesten, im E und NE erst mit ihren jüngeren Schichten, ist schon früher hervorgehoben worden. Die mehr oder weniger parallel aufgelagerte Molasse ist aber von der mesozoischen Unterlage durch eine sehr merkwürdige, in der Hauptsache eisenschüssige Tonbildung, die Bohnerzformation oder das terrain sidérolithique, getrennt. Im SW-Jura, d. i. im Waadtländer- und Neuenburgerjura, sitzt die Bohnerzformation auf unterer Kreide (Valangienkalk und Urgonkalk), im mittleren und im Ostjura auf verschiedenen Stufen des Malm. Die älteste Unterlage des Bohnerzes scheint Rauracien oder Argovien zu sein. Die stratigraphische Lücke, welcher die Bohnerzformation entspricht, ist also im W und SW geringer; sie reicht dort vom Gault bis zum Oligocän

(Stampien). Gegen NE klafft sie weiter; dort beginnt sie oft schon mitten im Malm und reicht bis zum Vindobonien (Randengrobkalk). Durchweg ist die Auflagerung der Molasse auf der Bohnerzbildung mehr oder weniger eine Paralleltransgression, oft mit einer teilweisen Aufarbeitung des Bohnerztones in die Molasse hinein, unter Rotfärbung der letzteren. In einzelnen Gebieten liegt noch zwischen der Molasse oben und dem braunen oder roten Bohnerzton unten eine Schicht eocäner Süßwasserkalke. Immer aber folgt über der Bohnerzformation Molasse, Ablagerung auf Ablagerung. Die Unterlage der Bohnerzbildung dagegen ist durchweg eine Erosionsoberfläche festländischer Art, eine Art Karrenbildung. Die unterliegenden Kalksteine sind unregelmäßig rauh, karrig ausgelaugt, oft völlig verkarstet. Ihre Fugen sind zu Gängen, zu tiefen Schloten und Röhren mit apophysenartigen Verzweigungen oder zu Kesseln und Taschen erweitert, die oft bis auf die nächste unten folgende undurchlässige Schicht hinabreichen. Alle diese Auslaugungslöcher sind mit der Bohnerzbildung erfüllt, nämlich mit Kiesel, Ton und Limonit, d. h. mit Auslaugungsrückständen, wie sie fast überall und jederzeit auf der Erde die gleichen geworden sind. Die Bohnerzformation ist eine „Terra rossa", eine Abart von Laterit. Unsere Fig. 85 gibt ein schematisches Bild von der stratigraphischen Stellung der Bohnerzformation im schweizerischen Juragebirge. Dafür kommt im Juragebirge kein marines Eocän, keine Nummulitenbildung, kein Flysch vor!

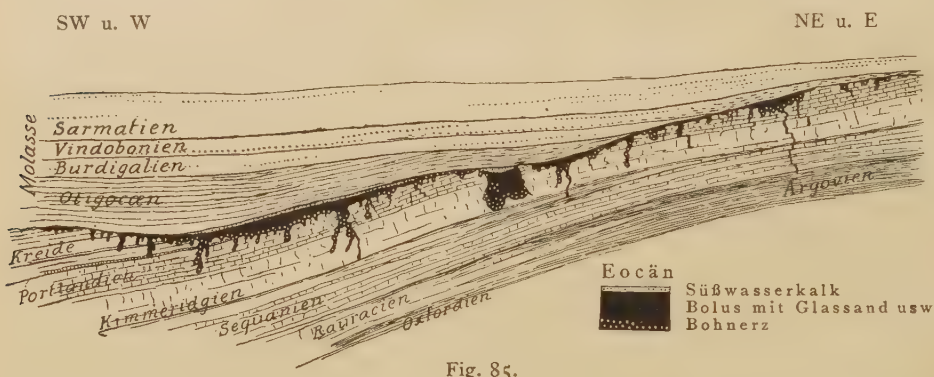


Fig. 85.

Schematische Darstellung der stratigraphischen Lage der Bohnerzformation im schweizer. Juragebirge.

b) Zusammensetzung der Bohnerzformation.

Bolus. In der Hauptmasse wird die Bohnerzformation gebildet durch rote bis blutrote und gelbbraune oder gelbe, eisenschüssige, seltener weiße Tone, den sogen. Bolus. Leider fehlt es noch an genaueren systematischen Untersuchungen darüber, ob der Bolus mehr zur Kaolingruppe oder teilweise zur Bauxit-Lateritgruppe gehört. Das tropische Klima, in dem er entstanden ist, macht letzteres wohl möglich. Der Bolus ist oft ganz „fett", oft aber wird er durch fein zerteilte Kieselsäure oder durch Quarzsand mehr oder weniger „mager".

Proben der Zusammensetzung des Bolus (entnommen C. Schmidt, Die Eisenerzvorräte der Schweiz) ergaben folgendes:

	I	II	III	IV
	%	%	%	%
SiO_2	59,98	48,46	68,30	48,05
Al_2O_3	27,86	34,46	15,75	24,44
Fe_2O_3	3,60	3,44	6,55	11,27
CaO	0,78	0,67	1,70	2,86
MgO	0,27	—	1,19	2,13
P_2O_5	—	—	Spur	—
Glühverlust	8,56	13,91	6,2	11,25

Probe I u. II: Bolus von Petit Champox bei Moutier (Analyse der Hütte Choindez).
Probe III: Bolus von Ecorcheresses im Münstertal (Analyse Dr. Hinden, min. Inst. Basel).
Probe IV: Bolus von Schacht Taversin bei Delsberg (Analyse der Hütte Choindez).

Die Gesamtmächtigkeit der Bohnerztone kann von 0 bis 120 m schwanken. Sie wechselt meistens von einer Stelle zur andern stark, am häufigsten schwankt sie um $^1/_2$ bis 4 m. Vielfach ist die Lagerung derart, daß eine Mächtigkeitsangabe keinen Sinn hat.

Bohnerz. Im Bolus liegen vielfach runde, erbsengroße, pisolitische, gelbbraune Konkretionen von mehr oder weniger reinem Limonit, die Erzbohnen. Die Schwere hat den Lösungstransport des Eisens nach unten befördert und die Erzbohnen an der Basis des Bolus zum eigentlichen Bohnerz gehäuft. Oben liegen die Erzbohnen vereinzelt, tiefer oft so dicht, daß sie sich fast berühren oder gar verkitten. Hie und da bilden sich am Grunde der Bohnerzformation völlige Limonitkrusten (Fuet), und die Bohnen verwachsen (Laufenberg S Klettgau). Die Erzbohnen sind gewöhnlich etwa erbsengroß, seltener nuß- oder gar faustgroß. Die kleineren sind kugelrund und von glatter glänzender Oberfläche. Sie sind konzentrisch schichtig, die verschiedenen Schichtchen von verschiedenem Eisengehalt. Manchmal wird der Kern von einer geschrumpften Tonmasse gebildet, so daß große Erzbohnen „Klappersteine" sein können. Im Becken von Delsberg, wo die Bohnerzbildung am regelmäßigsten entwickelt ist, hat sie über 100 m Mächtigkeit. Fast alles ist Bolus mit nach unten häufiger werdenden Erzbohnen. Nur die unteren $^1/_2$ bis $1^1/_2$ m — lokal in Taschen noch etwas mehr — sind technisch verwendbares wirkliches Bohnerz. Sonst bildet das Bohnerz am Grunde des Bolus selten zusammenhängende Schichten, mehr nur unregelmäßige Nester; es dringt hinab in die Spalten, Schloten und Löcher der Unterlage und bildet in derselben die Bohnerztaschen. Die ganze siderolithische Formation ist manchmal nur durch etwas rostfarbigen Bolus vertreten oder fehlt auch ganz.

Während der Bolus nur 2 bis 8% Eisen enthält, steigt der Eisengehalt der durch Schlemmen isolierten Erzbohnen auf 40 bis 45%. Das gewaschene Erz von Delsberg ergibt in 4 Proben folgende Zusammensetzung:

	Analyse von Choindez			Analyse von Isser	
	I	II		III	IV
SiO_2	14,79	11,69	Titan	2,05	2,25
Al_2O_3	14,65	14,89		9,87	10,75
Fe_2O_3	60,33	60,61		65,25	62,75
CaO	0,23	0,29	Chrom	1,25	1,75
P_2O_5	0,19	0,22	Vanadin	0,75	0,35
			Unlöslich	7,32	7,50
Glühverlust	9,48	12,27	Wasser	13,50	1465

Bohnerz vom Reyath nach Schalch Fe_2O_3 = 13 bis 15,11%.
Die Bohnerze des Juragebirges besitzen keinen oder sehr wenig Phosphor.

Huppererde. Als weitere Substanzen, die ebenfalls zu den Auslaugungsrückständen kieseliger und toniger, aber eisenarmer Kalksteine gehören, finden sich im Bolus der Bohnerzformation auch Nester von weißen Kaolinen, Gemische feinster Quarzsande mit Tonen, feinst zerteilte Kieselsäure. Man nennt sie Huppererden. Diese Massen werden vielfach ausgebeutet. Fertig ausgebeutete alte Huppergruben liegen neben solchen, die noch im Betriebe stehen. Die Huppererden sind sehr gesucht; sie dienen als Pfeiffenerde und liefern feuerfeste Backsteine (Chamotte).

Über Huppererden gibt E. Baumberger folgende Analysen:

Probe von:	Petit Champoz bei Moutier	Champ Chalmé bei Court	Matzendorf
SiO_2	84,67	88,77	92,55
Al_2O_3	11,63	6,86	5,08
Fe_2O_3		0,77	Spur
CaO	0,73	0,99	0,73
MgO	0,11	—	—
Glühverlust	2,92	2,59	1,70

Zurzeit werden feuerfeste Tone und Kieselpulver (Huppererden) ausgebeutet von großen Taschen der Bohnerzformation bei der Mühle Matzendorf im oberen Dünnerntale, Herbetswiler Allmend, bei Rickenbach, am Nordfuße des Born, Lengnau, Bürenberg, bei Court (Bonfol), bei Münster, in Souboz, in der Umgebung von Lausen und Liestal (Baselland).

Zwischen feinstem Quarz, Kieselpulver und Huppererde finden sich alle Mischformen. Es fehlen noch die chemischen und mikroskopischen Untersuchungen, welche über die Natur dieser Produkte und ihre Beziehungen genügenden Aufschluß geben könnten. Inwiefern ein Teil der Bolussubstanzen nicht Tonerdesilikate, sondern Tonerdehydrate sind, ist auch noch nicht ermittelt. Vielleicht lassen sich Zonen finden, deren Bolus sich zur Aluminiumfabrikation eignen würde.

Glassande und Giessande. In größeren Massen treten im Bolus eingelagert, oft denselben ganz verdrängend, schneeweiße reine, sehr feine oder gröbere Quarzsande auf. Auf denselben beruhte die im Jura einst so blühende Glasindustrie, die mit der Erschöpfung vieler Glassandtaschen mehr und mehr aufhört. Der Bernerjura war am reichsten an Glassandtaschen. Noch jetzt wird ausgebeutet in Souboz W Moutier. Aber auch noch bei Neuenburg („Gibraltar") finden sich Gesteinsklüfte mit Quarzsand erfüllt. Bolus einerseits, Glassand andererseits bilden gewissermaßen die beiden Hauptfazies der Bohnerzformation, welchen gegenüber alle andern Bestandmassen untergeordnete Einlagerungen sind. Da wo Glassand und Hupper überhaupt vorkommen, liegen sie in der Regel unten, Bolus und Bohnerz darüber; hie und da aber lösen sie sich nebeneinander ab oder schließen sich gegenseitig nesterförmig in buntem Gemenge ein. Es gibt auch Taschen, die je nur mit dem einen oder andern Material gefüllt sind.

Eine Tasche, d. h. ein Auslaugungsloch im Jurakalk, gefüllt mit Bolus, Kaolin, Bohnerz, Hupper und Glassand kann 10 bis 100 m im Durchmesser und wenige bis 30 m Tiefe haben. Mächtige, zum Teil ausgebeutete Glassandtaschen finden sich bei Court, Bellelay, Souboz, S Moutier, Lengnau usw.

Einschlüsse von Blöcken und älteren Fossilien. Im Bolus wie im Hupper und Quarzsand der Bohnerzformation liegen nicht selten mehr oder weniger zerfallende verwitterte, erosiv angefressene Blöcke und herausgewitterte, oft verkieselte Fossilien der Schichten vom Sequanien bis und mit dem Gault. Es sind das jeweilen Reste der verschwundenen Schichten, die meistens zwischen die Bohnerzunterlage und das Bohnerz selbst hineingehörten. Schon P. Merian fand Korallenkalkfossilien im Bohnerz. Sequanfossilien sind im Bohnerz von Kleinlützel bis Laufen nicht selten. Die Huppergrube von Lausen enthält verkieselte Blöcke von Malm mit Natheimerfauna, die in der Nähe nicht mehr ansteht. So findet sich ferner auch Gault in ausgelaugten Trümmern oder einzelnen Fossilien im Bohnerz bei Fuet und bei Biel, d. i. ca. 70 km weiter östlich, als man ihn jetzt im Jura noch anstehend findet. Ähnliches gilt von den tieferen Kreidestufen. Das anstehende Neocom hört im Jura dicht östlich von Biel auf, aber eckige, korrodierte Trümmer desselben und verkieselte Versteinerungen des Neocom liegen in Bohnerztaschen noch 10 bis 15 km weiter gegen E und N, z. B. bei Grenchen und Fuet. Daraus geht hervor, daß die Kreide im Jura ursprünglich weiter in nördlicher und östlicher Richtung gereicht hat (L Rollier).

Am Nordufer des Bielersee finden sich im Valangienkalk Taschen von vorherrschend Hauterivien eingeschlossen. Dieselben enthalten kein Bohnerz und sind eine von der Bohnerzbildung durchaus verschiedene Erscheinung. Eine kurze Besprechung soll deshalb nicht hier, sondern im Abschnitt Tektonik eingereiht werden.

Verkieselung der Taschenwandungen. Wenn ein chemischer Vorgang Kieselsäure zurückläßt, so kommt es leicht vor, daß diese, vorübergehend gelöst, nun auch in die vorhandenen Gesteinsreste eindringt, sich pseudomorph eindrängt oder Poren ausfüllt. Wir haben eben der Verkieselung von Blöcken und Fossilresten Erwähnung getan, die in der Bohnerzformation liegen. Aber auch die Wände der Bohnerztaschen, die karrig durchlöcherten Kreide- und Juragesteine, auf und in welchen sich die Bohnerzformation angehäuft hat, sind oft mehr oder weniger verkieselt, was manche Beobachter zu der Annahme verleitete, die Bohnerzbildung sei durch heiße Kieselquellen entstanden.

So sind z. B. bei Charmoille (E Pruntrut) und bei Movelier (Delsberg) die Kalke des mittleren Rauracien um die Siderolithschlote herum hart verkieselt (Koby). Die Kimmeridgeblöcke und -Schlotwände, ebenso die Sequankalke im Baselland zeigen sich um das Bohnerz verkieselt. Diese Erscheinung ist fast allgemein.

Besondere Mineraleinschlüsse finden sich in der Bohnerzformation nur sehr spärlich.

In den oberen Zonen des Bolus und im Bohnerz selbst tritt hie und da Gips auf. Bald bildet er faserige Konkretionen, bald erscheint er als Zement zwischen Erzbohnen. Seine Bildung scheint auf einem Umsatz der Verwitterungsprodukte des Pyrites zu beruhen, der oft in überliegendem Gault oder in überliegendem Oligocän enthalten ist. Nirgends tritt Gips schichtförmig auf, und die Vorkommnisse sind stets sehr beschränkt, also keineswegs charakteristisch für die Bohnerzformation. Das gleiche gilt von Pyrit, Strontianit, Baryt. Beim Abtrag alter Hochöfen im Bernerjura fand Quiquerez zwischen den Backsteinen sublimiert silberhaltiges Blei, Zink und Titansäure in schönen kleinen Kristallen. Bohnerzspalten im Portlandkalk von Miécourt sind (nach Alb. Müller) angefüllt mit einem Gemenge von Pyrolusit und Manganit. Das Vorkommen von Manganerzen in der Siderolithformation scheint aber recht selten zu sein.

Besondere Schichteinlagerungen. Hie und da, wo der Bolus recht mächtig gelagert und geschichtet ist, wie z. B. im Becken von Delsberg, sind einzelne Lagen eines Konglomerates aus glatten Kalkgeröllen dazwischengeordnet. Hie und da finden sich im Bolus dünne Schichten von fast weißen Süßwasserkalken (Baselland, Delsberg). Am häufigsten folgen die letzteren als oberer Abschluß über dem Bolus (Moutier, Delsberg). Der Süßwasserkalk enthält Limnäus pseudammoneus, Limnaea longiscata, Planorbis rotundatus (= P. goniobasis Sandb.), sowie noch andere eocäne Süßwasserschnecken und Charasamen.

Endlich sind noch als Bestandmassen der Bohnerzformation die Säugetierknochen zu nennen. Sie liegen meistens im Bolus, hie und da im Bohnerz selbst, in Schloten und Taschen. Niemals sind es größere Teile oder gar ganze Skelette, immer nur einzelne Knochen, meistens Zähne und Kieferstücke. Bald sind sie gut und scharf erhalten, das Email der Zähne glänzend und hart. Oft aber sind sie stark abgerollt. Sie sind sehr launisch verteilt. Man kennt vereinzelte Stücke von vielen Stellen. Der große, paläontologisch so wunderbare Reichtum stammt aus ganz wenigen beschränkten Fundorten: Egerkingen einschließlich Obergösgen und Oberbuchsiten (S-Fuß des Jura, Kt. Solothurn) und das Gebiet vom Mormont (oder Mauremont) bei La Sarraz, Kt. Waadt. Der Steinbruchbetrieb der Kalksteinunterlage brachte Schritt für Schritt die darin vorhandenen Bohnerzfüllungen zutage. Ein außerschweizerischer ähnlicher Fund wurde in den 50er Jahren durch O. Fraas in der Alb bei Sigmaringen gemacht, der in einer 7 m weiten Bohnerztasche über eine Million von Zähnen und anderen Knochenfragmenten herausgesucht und bestimmt hat. In der großen Mehrzahl der Bohnerzgruben ist vergeblich gesucht worden. Die meisten der Knochenvorkommnisse machen den Eindruck, als seien hier die Wirbeltierreste in Taschen und Spalten durch die darin versiegenden Bäche zusammengespült worden, wie das mit den modernen Abfällen in manchen „Entonnoirs" des Juragebirges auch jetzt noch ähnlich geschieht. Über die Tiere, von welchen diese Knochen stammen, berichten wir unter dem nachfolgenden Abschnitt d.

c) Ausbreitung und Vorkommen der Bohnerzformation.

Die Bohnerzbildung ist im Jura der Kantone Schaffhausen, Aargau, Basel, Solothurn und Bern im Plateau- wie im Kettenjura ganz allgemein verbreitet. Gegen W nimmt sie ab. Am S-Rande des Kettenjura finden wir sie noch in den Kantonen Neuchâtel und Waadt auf der Kreide. Im Becken von Le Locle sowie im französischen Jura von Pontarlier bis Salins hingegen fehlt sie vollständig. Im schweizerischen Jura kennt man sie meines Wissens nicht im Gebiete des Lac de Joux, Mont Tendre und bis über Faucille und Reculet hinaus. Dagegen erscheint sie wieder mit Quarzsanden und Bolus bei Collonges am Jura-Rhone-Durchbruch und an der quergestellten Kette des Vuache. Nach S taucht die Bohnerzformation unter die Molasse hinab und erscheint wieder in der autochthonen Zone der Alpen, stellenweise noch in den parautochthonen und unteren helvetischen Decken und fehlt sogar in der Stockhornzone nicht ganz. Als Zwischenglied zwischen Jura und autochthonen Alpenzonen treffen wir das Bohnerz auf dem Schrattenkalk bis Hauterivien des

Salève. Auch hier fehlen im Gegensatz zu den Alpen Nummulitenbildungen und Flysch; die Molasse transgrediert über dem Bohnerz, was die nähere Zugehörigkeit des Salève zum Juragebirge zeigt.

Ringsherum reicht die Bohnerzbildung auch über die Grenzen der Schweiz hinaus. Nach N treffen wir sie bei Montbéliard, ähnlich wie bei Delsberg; im Sundgau ist sie bei Magstadt in 240—290 m Tiefe erbohrt worden; im Unterelsaß kennt man sie bis Weißenburg. Im Mainzerbecken liegt Bohnerz auf Dogger, bei Saarbrücken auf Trias, bei Kassel auf Paläozoikum. Bei Gießen liegen Manganerz und Eisenerz in den Karrenlöchern des Devonkalkes. Reste von Bohnerz finden sich auf den Malmkalken des badischen Oberlandes und weit hinaus über die Schwäbische Alb. In Frankreich ist seit langer Zeit viel Bohnerz ausgebeutet worden. In den Gebieten der Meuse und der Mosel, in den Departementen der Haute Saône, des Doubs und des Jura liegen sie auf Malm, bei Nizza und an den Mittelmeerküsten auf oberer Kreide, im Dauphiné wie im südlichen Jura auf Urgon und Neocom. Auch in den Alpen setzt die Bohnerzbildung östlich über die Schweiz hinaus in einzelnen Relikten fort. Man kennt sie auf Triaskalk der Ostalpen, auf Oberkreide im Karst, Illyrien und Dalmatien. Auch in der Krim und in Kleinasien soll sie sich finden.

Ob nun alle diese Bohnerze nach Art und Zeit ihrer Bildung ein und dasselbe sind, müssen wir dahingestellt sein lassen. Ganz bestimmt aber gilt dies für die schweizerische Bohnerzformation, einschließlich derjenigen des französischen Jura, der Alb und der Alpen.

Soweit zwischen Jura (oder höchstens noch Kreide) und Molasse in den marinen Bildungen eine stratigraphische Lücke vorliegt, so weit erstreckt sich die Bohnerzformation. Sie ist das terrestrische Eocän. Sie bedeutet ein eocänes Festland, das über einen großen Teil der Schweiz und über die benachbarten Teile von Frankreich und Süddeutschland gereicht hat. Das örtliche Vorkommen des Bohnerzes hängt vom Gebirgsbau und der Erosion ab. Wo, wie auf Horsten im Plateaujura und auf den Gewölben im Kettenjura, alle jüngeren Schichten abgetragen sind, fehlt auch das Bohnerz bis auf einzelne wenige Reste tiefer Schlote. Gewiß reichte es dereinst, wenn auch unterbrochen, über Plateaux und Gewölbe hinüber. Wo in Grabenbrüchen und Mulden noch Molasse geschützt erhalten geblieben ist, da liegt auch unter derselben das Bohnerz. Das Ausgehende der Bohnerzformation ist heute durchweg eine Erosionsgrenze. Im Kettenjura findet man es gewöhnlich am Fuße der Gehänge beiderseits einer Antiklinalkette hinstreichend. In den Muldenzonen ist das Bohnerz durch Schachtbau zu finden. Die bedeutenderen Ausbeutungsgebiete sind seichte Synklinalzonen. Im großen ganzen stehen die Schlote, Spalten und Kessel im Jurakalke, welche Bohnerzformation enthalten, senkrecht zur Schichtfläche, radial zur Schichtenbiegung im Profil. An vertikalen Kalkschichten sieht man horizontale Bohnerzschlote. Das beweist, daß die Bildung der Bohnerzschlote älter ist, als die jetzige Stellung der sie einschließenden Schichten, also älter als die Jurafaltung. Zur Zeit ihrer Bildung senkten sich die Karrenlöcher und Schlote alle mehr oder weniger senkrecht in das Gestein.

d) Die Fossilien des Bohnerzes.

Wir haben schon unter Abschnitt b angedeutet, daß sich im Bohnerz zweierlei Arten von Fossilien finden. Der eine Teil stammt aus älteren Schichten, und zwar besonders aus denjenigen, die zwischen der Unterlage des Bohnerzes und dem Bohnerz selbst jetzt fehlen. Solche stecken oft noch in Blöcken ihrer Muttergesteine, oder sie sind ganz herausgelöst; meist sind sie verkieselt.

Außerdem gibt es aber noch Fossilien, die der Bohnerzformation selbst angehören und deren Alter bezeichnen. Das sind zweierlei Typen: einerseits einzelne Schichten von Süßwasserkalken oder Trümmer von solchen mit eocänen Schnecken, andererseits zusammengeschwemmte Knochen von Landwirbeltieren. Die letzteren sind nur von wenigen Lokalitäten bekannt. Neue Funde sind möglich.

Schon ca. 1828 entdeckte F. J. Hugi in den Bolusfüllungen von Jurakalkspalten der St. Verena-Steinbrüche in Solothurn Säugetierknochen, von welchen Cuvier drei Zähne mit denjenigen von Palaeotherium crassum und einen Astragalus mit Anoplotherium (Xiphodon) gracile aus dem eocänen Parisergips identifizierte. Am gleichen Orte wurde später nie mehr etwas gefunden. Ca. 1843 entdeckte Gressly an der später so berühmt gewordenen Fundstelle von Egerkingen (Südfuß des Solothurnerjura) isolierte Zähne und Kieferfragmente, unter denen H. von Meyer 1846 Lophiodon und andere Formen des Parisergipses bestimmte. Von diesem Moment bis 1884, also während 38 Jahren, sammelte nun Pfarrer R. Cartier in den Steinbrüchen von Oberbuchsiten und Egerkingen mit großer Konsequenz ein reiches Material. 1884 schenkte er dasselbe dem Museum in Basel. Diese Sammlung bot dann die Grundlage für L. Rütimeyers klassische Monographien über die eocäne Säugetierwelt des Bohnerzes.

Weitere Fundorte: 1846 schon entdeckte Cartier Knochen im Bohnerz des nahen Obergösgen. C. Mösch sammelte nachher dort (Sammlung in Zürich), später F. Mühlberg, Buser und Reber (Museum von Aarau). Dieses Bohnerz liegt auf und in Wangenerschichten. Vereinzelte Funde sollen in Stelli bei Olten und bei Balstal, am Weißenstein und Hauenstein gemacht worden sein. 1852 tauchte ein neuer großer Fund auf in einem Bolusschlot am Mormont bei La Sarraz. Phil. de la Harpe, Gaudin, Pictet berichteten 1857 und 1869 darüber. Die Lokalitäten Entreroches, Station Eclépens, Straße gegen Dorf Eclépens, gegen Bavois, Gipfelhöhe des Mormont, les Alleveys bei St. Loup gehören alle hierzu. Die meisten dieser Funde sind im Museum von Lausanne aufbewahrt. In den 70er Jahren sind Säugetierreste in einer Bohnerzspalte in Urgon am Chamblonhügel bei Yverdon gesammelt worden. Vereinzelte stammen aus einem Virgulien steinbruch oberhalb Moutier (J. B. Greppin, Mathey und Pagnard 1860). In Pruntrut sollen Funde gemacht worden sein. Die mächtige Bohnerzausbeute im Delsbergertal hat nur vereinzelte Reste geliefert, dagegen zeigte sich eine Bohnerztasche bei der Verrerie de Roche im Birstale reich an zerfallenden Säugetierknochen (E. Fleury, Eclogae 1905).

Rütimeyer glaubte 1891 im gesamten Bohnerzgebilde 90 Säugetierarten feststellen zu können, deren sicher deutbare sich nach ihm folgendermaßen verteilen: Paläotheriden und Paloplotheriden 9 Arten, Lophiodontiden und Lophiodontoiden 20 (zusammen 29 Arten von Unpaarhufern), Schweine 3, Anthracotherien 3, Carnotherien 11, Anoplotherien 3, Tragulina 5 (zusammen 25 Paarhufer). Nager 5, Insektenfresser und Fledermäuse 4, Fleischfresser 12 (wovon 9 Creodonten), Makis 10, Condylarthra 4, Tillodontia 1, zusammen 36 Unguiculata.

H. G. Stehlin führte seit 1900 eine gründliche Revision aller in den schweizerischen Sammlungen befindlichen Säugetierfunde aus dem Bohnerz durch und leitete ergiebige neue Nachgrabungen für das Museum Basel. Die Untersuchung ist noch nicht ganz abgeschlossen. Für alles Nähere verweise ich auf dessen klassisches Dokument in den Abhandlungen der Schweiz. paläontol. Ges. 1903 und folgende Bände.

Stehlin unterscheidet 1914 mehrere sukzessive Faunen und ordnet die Arten in Stammlinien, deren stratigraphische Verbreitung sich wie folgt ergibt:

Stammlinien	Lutétien[1])	Bartonien	Ludien
Chasmotheridae	1	1	—
Lophiodontidae	4—5	2	—
Palaeohippidae	12	8—9	12—13 (2 †)
Summe der Perissodactyla	17–18	11–12	12—13
Hypoconifera	5–6	—	3
Caenotheridae	—	—	1 (1 †)
Euartiodactyla	15–18	12–15	14—15 (2 + 5 ×)
Summe der Artiodactyla	20—24	12–15	17—18
Carnivora	10	3	3—4
(davon Creodontia)	9	2	2—3
Insectivora	2–3	—	—
Chiroptera	1	—	1
Primates	10	1	2
Marsupialia	1	—	1
Rodentia	5	2—3	6 (2 ×)
Summe der Unguiculata	29—30	6–7	13–14

[1]) Mehrere Stammlinien des Lutétien sind durch zwei stammesgeschichtliche Entwicklungsstadien repräsentiert, von denen das fortgeschrittenere dem oberen Lutétien, das primitivere dem mittleren oder unteren Lutétien entspricht.

† = Stammlinien, die im unteren Ludien endigen.

× = Stammlinien, die im oberen Ludien einwandern.

Die Zahlen bedeuten die Artenzahl, mit welcher die betreffenden Stammlinien in den Funden vertreten sind.

Die verschiedenen Fundstellen von Bohnerzfossilien enthalten meistens, ziemlich ungemischt, die Reste der verschiedenen einzelnen Zeitabschnitte und liefern Entwicklungsreihen in zeitlicher Folge. Es ist das nach der Bildungsart verständlich. In verschiedenen Zeiten richteten sich die zusammenspülenden Wasser nach verschiedenen Versickerungsstellen. Man kann die Bohnerzfauna mit der eocänen von Reims und von Quercy (Bartonien bis und mit Unter-Oligocän) vergleichen oder mit den amerikanischen Faunen der Puerco-Serie, Wasatch-Serie, Bridger- und Uinta-Serie. Sie steht Quercy, Bridger und Uinta am nächsten. Durch einen sehr sorgfältigen Vergleich der Bohnerzfaunen der verschiedenen Fundstellen untereinander und mit allen bis jetzt bekannten alttertiären Säugetierfunden ist Stehlin zu folgender Zusammenstellung gelangt:

Allgemeine Stufenbezeichnungen		Nordamerikanische Äquivalente	Bohnerzfunde im Juragebirge
Obereocän	Oberes Ludien	True Uinta	Mormont, Entreroches, Obergösgen
	Unteres Ludien	Lower Uinta	Mormont, Eclépens, Moutier
Mitteleocän	Bartonien	Upper Bridger	Chamblon, Egerkingen
	Oberes Lutétien	Lower Bridger	
	Unteres Lutétien	Windriver	
Untereocän	Yprésien	Wasatch	Egerkingen?
	Sparnacien (Soissonien)	Wasatch	—
	Thanétien	Torrejon	—
	Montien	Puerco	—
Kreide		—	—

Schon 1862 entdeckte Rütimeyer im Bohnerz den ersten Halbaffen (Caenopithecus lemuroides), und schließlich vermehrte sich die Artenzahl dieser kleinen Maki auf 10 bis 13. Rütimeyer und Stehlin heben als allgemeine Züge dieser Bohnerztierwelt hervor: Sehr großer Artenreichtum in den Säugetieren — gewaltiges Vorherrschen der Huftiere — nach Artenzahl etwa $^2/_3$ der ganzen Fauna. Die Insektenfresser, Nager, Fledermäuse, Fleischfresser sind so klein wie heute, die Huftiere aber, Unpaarhufer wie Paarhufer, sind mit Ausnahme von Lophiodon und Palaeotherium Zwerge. Pferdchen von der Größe eines Fuchses oder eines Murmeltieres, Paarhufer kleiner als ein Schaf bis hinab zu Rattengröße, ein Halbaffe von bloß Spitzmausgröße kommen vor. Stehlin hat auch noch 2 Beuteltiere (Marsupialia) gefunden. Der Zahnbau einer großen Zahl von Arten ist außerordentlich primitiv, völlig knospenartig. Bei voneinander unabhängig gewordenen Zweigen zeigt sich parallele Fortentwicklung und Differenzierung in den Zahnreihen. Einzig bei Nagern, Insektivoren und Maki findet sich ein annähernd „fertiges Gebiß". Im Zahnbau wie im Fußbau haben sich ganz langsam verschiedene Wandlungen während der Bohnerzzeit vollzogen. Fast alle Räuber sind „Carnivora praecursoria" oder Creodonta.

Die Bohnerzfauna beweist ferner, daß die alten Urtypen nicht so sehr, wie man nach den ersten Entdeckungen in Amerika angenommen hatte, von dort ausgegangen sind, sondern ähnliche Stammwurzeln auch der Altwelt schon gleichzeitig eigen waren. Die Landbrücke zwischen der Neuwelt und der Altwelt wurde gegen Ende des Untereocän unterbrochen. Zu Beginn des Mitteleocäns und zu Ende des Obereocäns haben in Europa kleinere Einwanderungen nicht aus Amerika, sondern wahrscheinlich aus Asien stattgefunden. Afrikanische Typen fehlen. Während Mittel- und Obereocän werden die Faunen von Amerika und Europa einander immer fremder. Erst zu Beginn des Oligocäns tauchen plötzlich in beiden Kontinenten wieder beinahe identische Formen auf. Die primitivsten, embryonalsten Typen des Bohnerzes sind neben einigen Marsupialia die Creodonta, die Condylarthra und die Tillodontia. Die meisten Tierstämme der Bohnerzzeit sind ohne Nachfolge ausgestorben. Die lebenden Verwandten der Tragulina, Hyracoidea, Zibethkatzen und Maki sind jetzt auf eine schmale, ganz tropische Zone der Altwelt beschränkt. Im Vereine damit weisen auch 5 Schildkrötenarten, 2 große Schlangen, 4 Saurier neben dem Reichtum der Säugetiere auf ein durchaus tropisches Klima.

Die Säugetiere des Bohnerzes beweisen also, daß das Bohnerz eine tropische Festlandbildung der Mittel- und Obereocänzeit (Lutétien, Auversien, Bartonien und Ludien) ist.

Die Fossilien der Süßwasserkalke oder, wie sie in Delsberg genannt werden, der „Raitsche", in der Bohnerzbildung sind nicht artenreich. Gutzwiller bestimmte 15 Arten Süßwasserschnecken. Dazu kommen noch kleine Knochen von Batrachiern und die Zähne von Crocodilus Hastingsiae Ow.

e) Entstehung des Bohnerzes.

Wir haben dieser Frage zwar schon oben vorgegriffen. Brongniart dachte sich zuerst alles Bohnerzmaterial durch heiße Quellen aus der Tiefe herauf-

geschwemmt. Der Glassand sollte vom unten gedachten Buntsandstein stammen. Greßly unterstützt diese Auffassung. Man hielt das Bohnerz für einen eisenreichen Sprudelstein. Allein dagegen sprechen bei unserer heutigen Kenntnis der Sachlage folgende Erscheinungen:

1. Das Bohnerz findet sich, wenn auch mit Lücken, über eine große Fläche durch das ganze Juragebirge ausgebildet, viel zu flächenhaft, zu wenig lokalisiert, um auf Quellabsätze zurückgeführt werden zu können. 2. Die mit Bohnerz gefüllten Löcher, Schlote und Gänge, die zur Beobachtung genügend entblößt sind, findet man nach unten alle blind endigend. 3. Die ganze Bohnerzbildung enthält viel zu viel Tonsubstanz, um ein Quellabsatz sein zu können. Ton ist die Hauptmasse. 4. Nach Ton findet sich in mächtigen Nestern in der Bohnerzbildung weißer Quarzsand, dessen Bildung als Quellabsatz auch nicht verständlich wäre, wohl aber als verschwemmter Auslaugungsrückstand. 5. Die gewöhnlichen Quellabsatzmineralien und Texturen fehlen als Bohnerzbegleiter.

Auch der Umstand, daß die den älteren Formationen angehörenden Fossilien, die ins Bohnerz geraten sind, oft verkieselt sind, daß Kalkbrocken, die im Bolus liegen, und oft auch die Kalkwände der Taschen und Schlote entkalkt, verkieselt und mit Eisen bis in eine wechselnde Tiefe imprägniert sind, ist kein Beweis für Thermalabsatz. Wenn die Bohnerzbildung ein Auslaugungsrückstand ist, so hat eben dieser Verwitterungsprozeß Kalk gelöst, Eisen umgesetzt und zur Imprägnation bereite Kieselsäure ausgeschieden, die verkieselnd auf die Rinden umliegender Trümmer, auf Wandungen und Unterlage wirken mußte.

Dafür, daß die Bohnerzformation ein festländischer Verwitterungsrückstand ist, sprechen außer ihrer Zusammensetzung noch folgende Erscheinungen: Stets füllt sie Auslaugungslöcher und liegt einer karrigen Auflösungsoberfläche, einer Art Karstlandschaft auf. Stets fehlt an Stelle des Bohnerzes wenigstens ein Teil der Kreide und meistens des Jurakalkes. Die Bohnerzbildung liegt an Stelle verschwundener, zum Teil kieselig toniger, sandiger und eisenschüssiger Kalksteine. Letzte Reste der verschwundenen Schichten, stark erodiert, liegen noch in den Taschen. Das bunte nesterförmige, nur selten schichtige Gemisch roter, gelber, weißer Tone mit eigentlichem Bohnerz, mit schneeweißem Hupper und Quarzsand schließt eine starke weite Schlemmung oder Sprudel, einen Absatz aus Lösung aus, ist aber bei Auslaugung in loco begreiflich. Die ganze Bildung zeigt die größte Ähnlichkeit in Beschaffenheit und Lagerung mit der diluvial und alluvial gebildeten Terra rossa vieler Gegenden, wo eben auch der gleiche Vorgang der Auflösung einerseits die karrige Gestalt der Unterlage schafft und andererseits dieselbe mit den Auslaugungsrückständen bedeckt. Und diese letzteren sind, im Endprodukte aus Sedimenten entstanden, stets Quarzsand mit Kieselmehl, Ton und Limonit. Die Zusammensetzung der Bohnerzbildung stimmt überein mit dem, was die darüber fehlenden Schichten als schwer lösliche Rückstände liefern mußten. Der Malmkalk lieferte feinen Kiesel, Ton und Limonit, die pyritreichen Gaultmergel erzeugten eisenschüssige Tone, der Grünsand des Albien lieferte reine Quarzsande und Eisen, das obere Valangien Limonit usw. Die Ausbildung der Erzbohnen ist ohne Zweifel ein nachträglicher

Konkretionsvorgang, nach unten durch die Schwere des gelösten Eisens befördert. Die Erzkörner sind großen Eisenoolithen zu vergleichen.

Einige andere Theorien der Erzbohnenbildung (durch Algen nach Bleicher, durch Pseudomorphose nach Deffner oder gar als Meteoritenregen) sind heute der Erwähnung kaum wert.

Die Fossileinschlüsse der Bohnerzformation stehen mit unserer Auffassung über deren Bildung als Verwitterungsrückstände (Terra rossa oder Laterit) einer Festlandzeit in voller Übereinstimmung. Abgesehen von den Fossilien, die als Relikte aus den aufgelösten Schichten hineingeraten sind, finden sich in der ganzen Bolus-, Bohnerz- und Quarzsandmasse nur Landwirbeltiere, vorherrschend Säugetiere von eocänem Alter. Spärliche Süßwasserkalke sind eingeschaltet; marines fehlt vollständig. Damit ist als Tatsache erwiesen, daß während der Zeit der Bohnerzbildung hier Festland war.

Die Bohnerzformation tritt sehr unregelmäßig auf. Es gibt aber gewisse Regionen, wie z. B. das Becken von Delsberg und das Dünnerntal, wo sie viel mächtiger und regelmäßiger wird, als anderswo. Der gelbe und rote Ton zeigt dann hie und da die Spuren von Schlemmung und Schichtung. Man muß sich wohl denken, daß die eocäne Festlandoberfläche schon schwache Unebenheiten hatte, so daß von den umgebenden Hügeln die Verwitterungsrückstände abgespült und in den Niederungen dazwischen mächtiger angehäuft wurden. Diesem Vorgang entspricht auch die Einlagerung einzelner Schichten von Kalksteingeröllen, z. B. im Bolus südlich Delsberg. Und diese selbe Schwemmung hat auch die Knochen der eocänen Landtiere zusammengerollt. Die Vorkommnisse im Delsbergerbecken erwecken den Eindruck, daß schon in der Eocänzeit das jetzige Synklinalbecken leise angedeutet war. Ob aber die Orographie der Eocänzeit schon einer embryonalen Jurafaltung entspricht oder das Zusammentreffen von eocän geschwemmter Bohnerzanhäufung mit der jetzigen Synklinale im Delsbergergebiete mehr zufälliger Art ist, kann zurzeit noch nicht entschieden werden.

Der sich häufende Bolus wurde mehr und mehr zu einer undurchlässigen Unterlage, und so ist es einleuchtend, daß auf Vertiefungen des eocänen Festlandes sich Süßwassertümpel bilden mußten. Dem entsprechen die früher genannten, dünnen, linsenförmigen Lagen von Süßwasserkalken reich an eocänen Schneckenschalen, die an einigen Stellen in verschiedenen Höhen im Bolus, besonders aber als Dach desselben auftreten. Der Bolus, der noch über den Süßwasserkalken liegt, kann nicht in loco entstanden sein, er muß herbeigeschwemmt worden sein. Fundorte von solchen Süßwasserkalken sind Courroux und Vicques im Delsbergerbecken, die Umgebung von Moutier, Lausen im Baselland. Im südwestlichen und westlichen Teil des Juragebirges folgte die Molassetransgression im Oligocän, im Osten hielt das Festland noch länger Stand.

Schwarzwald und Vogesen waren wohl in der jüngeren Kreide- und Eocänzeit mit Terra rossa bedeckt, und Schwemmung von dort vermehrte die Mächtigkeit des Bolus in unseren Juraregionen. War nicht vielleicht das ganze Festland der Bolusformationen der Vorläufer der Vogesen-Schwarzwald-Alb-Hebung, die sich dann all-

mählich räumlich konzentrierte und dadurch ringsherum die Molassetransgression ermöglichte?

Alle bisher bekannten Erscheinungen der Bohnerzformation lassen sich am besten erklären als tropischer Auslaugungsrückstand der Gesteinsunterlage während einer eocänen Festlandsperiode, der teils in loco entstanden ist, teils mehr oder weniger zusammengeschwemmt wurde.

f) Ausbeute von Bohnerz.

Im Bernerjura wurde Bohnerz schon in vorrömischer Zeit ausgebeutet. Quiquerez fand ferner die Reste einer ganzen Anzahl römischer Eisenschmelzen mit Resten der charakteristischen, noch ziemlich eisenhaltigen Schlacken, wie sie ohne Zusatz von Flußmitteln entstanden. Die Verwendung der Jurabohnerze geht sodann durch das Mittelalter bis in die Gegenwart.

Die Hauptausbeutungsstellen sind oder waren die folgenden:

Schaffhauser Plateaujura. In Tagebau wurde Bohnerz seit dem 17. Jahrhundert bis 1850 auf der Randenhochfläche bei Lohn und Stetten im sogen. Reyath ausgebeutet, sodann in einer großen Anzahl von Tagebauen auf der Bergfläche Laufenberg zwischen Rhein und Klettgau. In letzterem Gebiete erreicht die Bohnerzformation bis 30 m Mächtigkeit. 1815—1820 wurden im Rheinufer oberhalb des Rheinfalles bei Flurlingen über 100 Zentner Bohnerz ausgegraben. Die Schicht setzt in den Rhein fort. Bei niedrigem Wasserstande wurde dort vom Rheine natürlich gewaschenes Bohnerz geschöpft. Der Hochofen stand in Laufen am Rheinfall. Bis 1850 sollen schätzungsweise dort etwa 70000 t Roheisen gewonnen worden sein, wozu zu $^1/_5$ das Erz aus Reyath, zu $^4/_5$ vom Laufenberg herbeigeschafft worden ist. Mit 1850 hörte die Ausbeute auf. C. Schmidt schätzt die im ganzen auf Schafthausergebiet noch mögliche Ausbeute auf 50000 t.

Im Kt. Zürich sind im Jahr 1760 am Südostrande der Lägern ca. 60 Zentner Bohnerz ausgebeutet worden.

Im Kt. Aargau sind Bohnerze bei Degerfelden, bei Erlinsbach und Küttigen nahe Aarau in Stollen und Schächten gewonnen worden. Die Grube in Küttigen soll 1804 bis 1814 1500 t Erz geliefert haben. 20 Grubenleute waren beschäftigt. Im Laufe der Zeit war ein komplizierter Stollen entstanden. 1814 wurde er aufgegeben.

Vereinzelte, jetzt verlassene Ausbeutungsstellen finden sich überall in der östlichen Hälfte des Juragebirges zerstreut. Stets ist das Bohnerz zuerst am Ausgehenden in Tagebau angegriffen worden, und mit Ausnahme des Delsbergerbeckens sind fast alle Ausbeutungen beim Tagebau geblieben. Viele einzelne große Bohnerztaschen sind vollständig geleert worden. Die Unregelmäßigkeit des Vorkommens hat einen geordneten Betrieb der Gruben auf längere Zeit meistens unmöglich gemacht. Sicherlich gibt es aber noch viel Bohnerz in den Mulden unter der Molasse, das noch gewonnen werden könnte.

Im Gebiete der Kantone Solothurn, Bern und Basel wurde ausgebeutet: am Südrande des Kettenjura in Lengnau, am Weißenstein, bei Önsingen, Egerkingen, im Innern der Juraketten östlich Pery. Reich an Bohnerzfunden ist der große Synklinalzug, dem von W nach E angeordnet folgende Ausbeutungsstellen angehören: Court, Gänsbrunnen, Welschenohr, Herbetswil, Laupersdorf, Erzmatt östlich Balstal. Gänsbrunnen und Klus haben um das Jahr 1850 zusammen jährlich etwa 1000 t Eisen ausgeschmolzen. Dann lieferte die nächst nördliche Mulde mit Moutier, Corcelles, Rämiswil, Guldental, westlich Mümliswil Bohnerz. Wiederum weiter nördlich folgt die Delsbergermulde mit Ausbeutungen in Develier, Delsberg, Courroux, Courrendlin, Courcelon usw. Dem nördlichen Randgebiete des Kettenjura gegen den Plateaujura gehören die Ausbeutungsstellen von Mettemberg W Soyhières, Lützel und Laufen an.

Im Jahr 1840 wurden die Bohnerze bei Delsberg in Angriff genommen. 1855 standen im Berner- und Solothurnerjura noch 8 Hochöfen im Betriebe (Delsberg, Rondez, Courrendlin, Under-

Nach E. Baumberger, A. Buxtorf, A. Gutzwiller, Arnold Heim,

Die Zahlen bedeuten Meter Mächtigkeit.

	Stufen		Charakteristische Säugetiere	Andere Fossilien	Mächtigkeiten	Rheintalgraben bei Basel
	Pontien		Hipparion gracile	Helix osculina		Sande mit Quarzgeröllen im Sundgau
Miocän	**Sarmatien** Öhningien Tortonien s. l.	Obere Süßwassermolasse	Listriodon splendens Anchitherium arelianense Mastodon angustidens	Helix Renevieri (=sylvana) Melania Escheri Podogonium Knorri Acer trilobatum Laurus princeps Populus mutabilis	20 — 200	—
	Helvetien (Mayer-Eymar) Vindobonien **Vindobonien** s. str. II. Mediterranstufe	Meeresmolasse	Dinotherium laevius D. giganteum Acrodelphis denticulatus Amphimoschus lunatus Rhinoceros incisivus	Ostrea helvetica (= crassissima) Turritella turris Pecten palmatus Pecten Hermannseni Cerithium lignitarum Melanopsis citharella	15 — 125	—
	Helvetien (Mayer-Eymar) Vindobonien **Burdigalien** I. Mediterranstufe =Helvetien von Rollier	Meeresmolasse	Tapirus helveticus Palaeochoerus aurelianense Cryptodelphis sulcatus	Cardium commune Tapes helveticus Pecten priaescabriusculus Cassis, Ficula	25	—
Oligocän	**Aquitanien** (Delémontien)	Untere Süßwassermolasse	Anthracotherium magnum Microbunodon minus Amphitragolus lemanensis	Helix Ramondi Cerithium margaritaceum	100 — 800	—
	Stampien (Rupélien)	Untere Süßwassermolasse	Nesokerodon minor Caenotherium Cortieri Aceratherium Filholi Anthracotherium bumbachense Bachitherium insigne	Helix Ramondi H. rugulosa Ostrea callifera O. cyathula Cerith. Lamarcki Pectunculus obovatus Cyprina rotundata	10 — 180	Rheintalgraben und Süßwasserkalke und am Tüllingerberg 110 mit Süßwasserkiesel 25 Gipsmergel im Liegenden Cyrenenmergel 50 — Molasse Brackwasserbildg. u. Einlagerung von Süßwasserkalk Septarientone (Amphisylesch.) ca. 20 bei Courrendlin, Meeressand
	(Tongrien) **Lattorfien** (Sannoisien)	Untere Meeresmolasse des Mainzerbeckens	Halitherium Schinzi Rhinoceros sp. div.	Limnaea ostrogallica Planorbis Rouvillei Valvata circinata	bis 60	
Eocän	**Ludien**	Kontinentale Fazies Bohnerzformation, Sidérolithique	Palaeotherium curtum			gelbliche Kalkmergel
	Bartonien		Palaeotherium lautricense	Glaudina Cordieri	0	blockige Konglomerate
	Lutétien sup. (mit Auversien)		Palaeotherium eocaenum	Planorbis pseudammonius	— 100	Süßwasserkalk von Alesch, Hobel und Lausen
	Lutétien inf.		Lophiodon Larteti			Huppererde und Bolus
	Mesozoisches Substratum:					Séquanien u. Rauracien

Schweizerischen Juragebirge.

L. Rollier, F. Schalch und H. G. Stehlin zusammengestellt von A. Jeannet u. Alb. Heim.

Gebiet des Kettenjura und Tafeljura von W gegen E

Sande mit kleinen Quarzgeröllen mit Oehningerkalkgeröllen bei Le Locle, mit Hipparion bei Charmoille und Bois de Raube (Delsberg); auf dem Plateau S. Klettgau

Fluviatile Fazies: Vogesensande des Sundgau und Delsbergerbeckens mit Dinotherium

lacustre Fazies: Oehningien von Le Locle, Courtelary, Vermes

Dinotheriensande mit alpinen Geröllen von Courtelary und Sorvillier

„Juranagelfluh" und Helicitenmergel des Tafeljura (100)

rote Mergel u. Gompholite v. Le Locle — fluviatile Fazies

brackische u. Süßwasserk. u. Sd. von Madretsch u. Brügg bei Biel — lacustre Fazies

Molasse und grüne Mergel mit Ostrea helvetica (crassissima) in Le Locle, Boudry, Madretsch, Girlend, Aarequerthal, Benken

Konglomerate von Mouthe, Ste. Croix, Verrières, La Chaux-de-Fonds, polygene Nagelfluh von Sorvillier, Courtelary, Mettenberg, N Delsberg

Muschelagglomerat (Tennikerfluh), Citharellenkalk. Randengrobkalk

Trangression nach N fortschreitend, am Randen auf Malm

Mariner Sandstein

Muschelsandstein (Cardiensandstein) überall am Innenrande des Jura bis auf die Linie E Yverdon—S Biel—Lenzburg—Würenlos—Dielsdorf—Irchel

Steriler Sandstein bis zur Linie Ste. Croix—Le Locle—Tavannes—Saincourt

Fehlt weiter im N ganz

Süßwasserkalke und bunte Mergel mit H. Ramondi u. Melanien Umgebung von Ste. Croix, St. Immertal, V. de Tavannes, Moutier, Delsberg (Calc. delémontien)

Sandige Blättermolasse und Knauermolasse Umgebung Biel, Grenchen, Moutier, Delsberg, Kohlfirst

Brackische bunte Mergel z. T. mit Gips. Boudry, mit Gompholiten in Noirvaux (bei Ste. Croix)

Bunte Molasse mit Petrolsanden in Dardagny, La Plaine, Chavornay, Orbe, Couvet, Fulenbach, Aarau.

anschließendes Juragebiet Mergel mit H. Ramondi u. rugulosa

Cormoret, Bellelay, Soulce, Bogental

Südrand des Jura

Aarwangermolasse: graue knauerige Glimmersandsteine und grünliche Mergel mit Blättern, im unteren Teil mit Wirbeltieren, bis 300

alsacienne, Ostrea cyatula

Küstenkonglomerat von Develier, Mergel m. Ostr. v. Laufen u. Delsberg, Meersd., Cerithiensd. Gomph. d'Ajoie

Süßwasserkalk mit Helix rugulosa, Wynau, Önsingen, ca. 20

Melettaschiefer ca. 100, Fischschiefer Laufen, sandige, dunkle Mergel bei u. Konglomerate am Rande d. Beckens

Molasse am N-Rand des Born (Olten) mit Unio subflabellatus

Süßwasserkalk mit L. ostrogallica von Orbe, Lac Ter, Moutier, Charrue, Vuillerat; bei Obersdorf am Eingang des Weißensteintunnel mit Dysodil mit Fischen (Smerdis macrurus und S. minutus) und Hydrobienkalk, „Raitsche" im Dach der Bohnerzformation von Delsberg,

60 gelbe Tone mit Basiskonglomerat, zu unterst Gipslinsen in Communance (Delsberg)

Orte mit Knochenfunden

Obergösgen und Sta. Verena
Entreroches, Bavois, Moutier

Süßwasserkalk mit Planorbis pseudammonius reliktisch über dem Bolus in den Taschen im Baselland

Eclépens, St. Loup, Moutier

Chamblon, Egerkingen

Egerkingen

Bohnerzformation (terrain sidérolithique)

roter Bolus, Bohnerz, Quarzsand und Hupper in Karrenlöchern und Spalten des Substratum und als bedeckender Rückstand festländischer Auslaugung von der Reculetkette bis auf den Randen

Kreide bis Kimmeridgien

velier, Kleinlützel, Belfontaine, westlich Ste. Ursanne, Klus bei Balstal). Heute sind alle eingegangen bis auf den 1845 erbauten Hochofen der von Rollschen Eisenwerke in Choindez, der nur noch Bohnerz aus dem Becken von Delsberg verhüttet. Die ganze Ausbeute liegt in den Händen der L. von Rollschen Eisenwerke Gerlafingen (Solothurn). 1854 wurde durch die Regierung des Kantons Bern eine Kommission aus den Herren A. Quiquerez, A. Greßly, J. de Charpentier, J. Koechlin-Schlumberger, B. Studer, J. Thurmann, G. L. Beckh zur gründlichen und allseitigen Prüfung der Bohnerzfrage eingesetzt. Dieselbe lieferte einen sehr inhaltsvollen Bericht. Das Endresultat ging dahin, daß nur das Delsbergerbecken noch längere Zeit produktionsfähig sei. Zurzeit wird tatsächlich nur noch dort Bohnerz gewonnen. Von 1854 bis 1904 sind im bernerischen Juragebiete noch 320 000 t Roheisen gewonnen worden. Im Jahr 1859 hat Bergingenieur Quiquerez einen sehr guten Plan des Bergwerkgebietes von Delsberg in 1:5000 hergestellt, und derselbe ist handschriftlich stets nachgetragen worden. Im Delsbergerbecken haben bis jetzt alle die 119 Schächte von 40 bis 130 m Tiefe das Bohnerz aufgeschlossen. Oben liegt manchmal Diluvium und Alluvium darunter folgen 20 bis 120 m Bolus (Bohnerzton ohne oder nur mit spärlichen Erzbohnen). An der Basis des Bolus häufen sich die Eisenkonkretionen zum Bohnerz an, das hier eine ziemlich gleichmäßige Schicht von $^1/_2$ bis 2 m Mächtigkeit über dem Jurakalk (Kimmeridge) bildet. In wenigen Schächten wurden über dem Bolus noch einige Meter Cyathulamergel (Stampische Molasse, Nordfazies) angetroffen.

Durchschnittlich wurden seit 1900 nur noch etwa 2500 t Roheisen per Jahr produziert. Zurzeit ist besonders der 107 m tiefe Schacht Blancherie und ein 80 m tiefer Schacht La Croisée im Betrieb. In den letzten Jahren sind aus 3 Schächten jährlich ca. 3000 m^3 gewaschenes Bohnerz = 5000 t Erz = 2000 t Roheisen gewonnen worden. Da das Erzflöz ziemlich gleichmäßig und flach liegt, so kann sein Gehalt nach der oberflächlich gemessenen Konzessionsfläche angegeben werden. Unter einer Hektare liegen knapp 2000 t Erz = 800 t Roheisen. Die Gesamtoberfläche des erzführenden Beckens von Delsberg beträgt rund 60 km^2, davon sind 20 km^2 schon annähernd ausgebeutet. Der mittlere ausbeutbare Erzgehalt darf aber nur zu etwa $^1/_4$ desjenigen der Konzessionsfelder angenommen werden. Daraus läßt sich berechnen, daß das Becken von Delsberg noch 2 000 000 t Erz oder 800 000 t Eisen liefern kann; C. Schmidt berechnet sehr vorsichtig und kommt auf die Hälfte dieser Zahl.

Gewiß ist die Sachlage der Bohnerzausbeute nicht glänzend, wenn ein solches Erz von im Mittel nur etwa 1 m Mächtigkeit in einer Talmulde unter bebautem Terrain aus ca. 100 m Tiefe bergmännisch gebrochen und gefördert werden muß.

Das Erz von Delsberg wird gestampft und dann geschlemmt. Die glatten, festen Erzbohnen, oft von recht regelmäßiger Erbsengröße und kugelrund wie Schrot, bleiben leicht und sauber mit etwa halbem Volumen des Roherzes zurück. Bei der Beschickung des Hochofens in Choindez werden sie gemischt mit Eisenabfällen verhüttet. Das gewaschene Bohnerz selbst liefert 40 bis 42% eines vortrefflichen, phosphorfreien Eisens. Das gewonnene Roheisen wird hauptsächlich zum direkten Guß von Wasserleitungsröhren verwendet.

Außer dem Delsbergerbecken ist auch noch auf das obere und das untere Dünnerntal hinzuweisen, das in Zukunft nicht ganz außer acht bleiben sollte. In dieser Mulde zwischen der ersten und zweiten Hauptkette, sowie in derjenigen zwischen der ersten Kette und der Vorkette Born, ferner im Tale von Olten bis Dänikon, ist wahrscheinlich ausbeutbares Bohnerz unter einer Fläche von noch über 20 km^2 vorhanden.

In der Westschweiz ist Bohnerz nirgends zur Ausbeute gekommen.

2. Die Molasse des Juragebirges.

Literatur:

Besondere Verdienste um die Kenntnis der Molasse im Juragebirge haben sich erworben: Amsler, Baumberger, Buxtorf, Jules Favre, J. B. Greppin, Heer, Maillard, F. Mühlberg, Rittener, Rollier, Schalch, Schardt, Stehlin u. a.

Schon bei unserer Behandlung der Molasse überhaupt waren die Vorkommnisse am Rande und im Innern des Jura inbegriffen. Es bleiben nur noch einige Ergänzungen notwendig.

Im ganzen bildet das Juragebirge keine wesentliche Faziesscheide für die Molasse, weder durch ihre einzelnen Ketten, noch als Ganzes. Die Auffaltung des Jura ist eben in der Hauptsache jünger als die Molasse. Indessen unterscheidet sich der nördliche Teil östlich des Rheintalgrabens vom südlichen Teil durch Fehlen der unteren oligocänen Stufen und sukzessives Übergreifen der jüngeren miocänen, während im Gebiete des Rheintalgrabens umgekehrt das Miocän ganz fehlt. Vogesengerölle gelangten schon im Oligocän, Schwarzwälder erst im Miocän in die jurassische Molasse, und zwar dann die Vogesengerölle bis Biel, die Schwarzwälder bis Brugg, wo sie sich mit den alpinen mischten. Die oligocäne Molasse empfindet in ihrer faziellen Ausbildung weniger das Juragebirge als vielmehr den Rheintalgraben, indem sich die marinen Fazies des Stampien des Mainzerbeckens über Basel noch bis in die nördlichen Synklinaltäler des Bernerjura verlängern. Eine große Erschwerung für die zusammenhängende Erforschung der Molasse im Juragebirge bildet die Spärlichkeit der Aufschlüsse. Meistens überdeckt Gehängeschutt die Ränder und Moränenlehm die Mitte der Synklinaltäler. Die beiliegende Tabelle faßt unsere heutige Kenntnis kurz zusammen. Sie dient zugleich in einigen Punkten (z. B. petrolführende Molasse ins Aquitanien, nicht ins Stampien gehörend) zur Ergänzung und Korrektur der S. 130 u. 131 gegebenen Molassetabelle.

Die bunte aquitanische Molasse, bald marin mit eingeschwemmten Landschnecken, bald limnisch oder brackisch, die grauen marinen Muschelsandsteine des Burdigalien mit Cardium commune und Tapes helvetica, die marinen vindobonischen Sande mit Turritella turris, Pecten palmatus und P. Herrmannseni usw. sind in vielen Synklinalen des Kettenjura und zum Teil auch auf den Platten des Tafeljura gleichartig entwickelt. Weit mehr lokale Variation tritt uns in den sarmatischen Bildungen entgegen, wo Süßwasserkalke, Nagelfluhen und lokale Breccien, Brack- und Süßwasserablagerungen, Mergel, Tone und Lignite miteinander wechseln. J. B. Greppin („Beiträge" Lfg. 8 1870) hat im Obermiocän des Bernerjura unten eine fluviatile Fazies (Vogesensande, Dinotheriumsande), darüber eine terrestrisch-lakustre Fazies (Oehningerschichten) unterschieden. In weiter Verbreitung erscheinen beide bald übereinander, bald sich ersetzend nebeneinander in den Synklinalbecken des Bernerjura und noch darüber hinaus. Die Dinotheriumsande des Bernerjura und Elsaß führen Gerölle der Vogesen neben solchen von allen Schichten des Juragebirges, aber keine alpinen mehr. Die Oehningerschichten mit Fossilien beschreibt er von Corban, Vermes, Eschert, Tavannes. Dinotherium giganteum und Rhinoceros incisivus, mit sarmatischen Pflanzen zusammen, finden sich in beiden Fazies. Im Tafeljura und weiter östlich treffen wir in Juranagelfluh einerseits und Oehningerschichten und Helicitenmergel andererseits die ähnliche Faziesteilung ausgesprochen.

Es scheint, daß im Becken von Delsberg J. B. Greppin zuerst auch auf die untermiocäne Denudation mit nachfolgender Transgression aufmerksam geworden ist. Er fand die sarmatischen Dinotheriumsande mit Vogesengeröllen diskordant auf dem Helvétien, dem Aquitanien (Delémontien), dem Stampien (Alsacien) und

stellenweise dem Jurakalk aufliegend. Dies ist die gleiche Erscheinung, die wir aus der Geschichte des Tafeljura kennen, nur fehlt hier sehr häufig auch das marine Vindobon, mit dem im Baslerjura so oft die Transgression beginnt.

Nachdem zuerst von Hummel in noch jüngeren, abermals transgressiv aufliegenden Sanden mit kleinen Quarzgeröllen Hipparion (Charmoille bei Pruntrut) gefunden worden ist, wird dieser pontischen oder pliocänen Ablagerung neuerdings eifrig nachgespürt. Sie kommt mit fluviatilem Charakter in Talbecken vor (Bois de Raube bei Delsberg), wie in rostiger Durchsetzung und Reliktenform auf Bergrücken (Raimeux, Rohrberg, Châtillon, Mitteilung von A. Buxtorf). Wir kennen eine gleiche Ablagerung vom Rücken S des Klettgau. Ob sich daraus nähere Bestimmungen betreffend Alter und Phasen der jurassischen Dislokationen ergeben, bleibt abzuwarten.

Einige Notizen über die berühmte Fundstelle von Oehningerschichten Au Verger bei Locle sollen das Bild der jurassischen Molasse abschließen. Die Beschreibungen von Jaccard, Schardt und J. Favre über verschiedene Aufschlüsse der Oehningerkalke im Talbecken von Locle lassen sich nicht glatt zusammenordnen. Die Ausbildung variiert und die Aufschlüsse waren nur vorübergehend. Die Schichten sind steil aufgerichtet. Von den stratigraphisch tieferen nach den höheren folgen nach Aug. Jaccard:

1. Rote Mergel mit Helix Renevieri (H. sylvana), H. subvermiculata, H. Larteti.

2. „Große Kalkbänke", schlecht geschichtet, zellig knollig, mit Helix sylvana, Limnaea dilatata, Planorbis cornu var. Mantelli, ca. 30 m.

3. Weiche graue und braune Mergelkalke und Mergel, dünnschichtig, oft bituminös und kohlig, die einen Schichtchen fossilleer, die anderen voll Fossilien. Eine Schicht ist erfüllt mit Melanopsis callosa (M. Kleini). Daneben kommen in erhaltenen Schalen oder in Trümmern in verschiedenen Schichtchen vor: Planorben, Paludestrinen, Neritinen, Limnaeen, Anodonten; seltener sind Pupa Larteti und Planorbis Larteti. Die bituminösen Schichten enthalten Knochen.

4. Blätterschichten. Weiche, oft kreidige, weiße oder farbige, auch bituminöse schwarze, dünne „gebänderte" Schichten. Diesem Komplex gehören die paar Blätterschichten an, welche die reiche Flora von Le Locle mit ca. 150 Spezies geliefert haben. Neben den Pflanzen enthalten die gleichen Schichtchen nur wenige Unio-Schalen.

5. Kieselige Kalke mit Menilit und Lignitlagen. Die Lignitlagen und Linsen sind kaum zu zählen (innerhalb 5 m gibt es deren über 30). Sie sind meistens ganz dünn; im Maximum erreichen sie 10—15 cm. Damit alternieren Kalklagen, Mergel, kieselige Kalke und dünne Kieselschichtchen. Fast alle Schichtchen sind durch außerordentlichen Reichtum gut erhaltener Fossilien ausgezeichnet, wie auch durch Anhäufung bestimmter Spezies in bestimmten Lagen. So sind gewisse Silex-Bänke ausschließlich erfüllt von Planorbis declivis; andere sind bedeckt mit Gillia utriculosa, andere mit Hydrobia ventrosa, noch andere zeigen mit den genannten Arten vereinigt Limnaea turrita, Bythinia gracilis usw., alle verkieselt, oft mit opalisierender Schale. Zwischen diesen kieseligen Bänken oder Linsen von Menilit und den Lignitlagen bemerkt man sandige Kalkschichten, erfüllt mit Planorbis declivis, Gillia utriculosa, Cyclas sp., isolierbar und vollkommen erhalten.

Die Erosionsoberfläche mit Humus schneidet die obersten dickbankigeren Mergelkalke von ca. 1 m ab. Es scheint, daß die Schichtenkomplexe 3, 4 und 5 zusammen ca. 80 m Mächtigkeit erreichen.

Die von Nicolet und Jaccard gesammelten Wirbeltiere des Oehningerkalkes von Le Locle sind von H. v. Meyer, Bayle, Rütimeyer und B. Studer bestimmt worden. Die bezeichnendsten Arten sind Aceratherium minutum, Hypotherium medium, Listriodon splendens, Mastodon angustidens, Dinotherium giganteum, Machairodus u. a.

Als häufigste Pflanzen bestimmte Heer: Laurus princeps, Andromeda protogea, Acer decipiens und trilobatum, Populus mutabilis, P. latior, Podogonium Knorri, Glyptostrobus europaeus. Von 140 Arten finden sich 83 identisch in Oehningen.

Maillard und Locard haben 35 Arten von Mollusken bestimmt; am häufigsten sind Helix Renevieri, Limnaea Jaccardi und dilatata, Planorbis Mantelli, P. dealbatus, Melanopsis callosa var. curta, Paludestrina sulcata, Bythinia gracilis, Lithoglyphus panicum.

Alle diese Fossilien zeigen wie die Gesteine große Analogie mit Oehningen. Ein in die Augen fallender Unterschied besteht jedoch darin, daß in Oehningen die Lignite und die Kieselschichten fehlen.

Eine neue Fundstelle von oligocänen (Stampien) Säugetieren von über 20 Arten ist dicht über dem Jurakalk am N-Abhang des Born von Stehlin entdeckt, ausgebeutet und in genaueste Untersuchung genommen worden.

Die nachtertiären Bildungen im Juragebirge.

Das Diluvium des Juragebirges ist schon früher (S. 238—242) in seinen allgemeinen Zügen behandelt. Wir könnten hier nur noch eine Menge Ergänzungen über lokale Erscheinungen, wie z. B. die spärlichen alpinen erratischen Blöcke bis 1160 m Höhe im Becken von Le Locle, die lokalen Moränenwälle jener und anderer Regionen aufzählen. Überall, wo im Juragebirge das Diluvium vorhanden ist, transgrediert es auf der Erosionsfläche der älteren Gesteine bis und mit Sarmatien und des von ihnen gebildeten Gebirges. Das Pliocän (oder Pontien?) fehlt auch im Juragebirge bis auf geringe Spuren. Seit dem Diluvium hat im inneren Kettenjura die Erosion wenig Umgestaltung gebracht. Auf dem Diluvium folgen fluviatile Absätze, besonders Überschwemmungslehme in den Talgründen, und in großer Zahl und Ausbildung die Torflager. Die Haupterosion fand auch hier im Pliocän und der großen Interglazialzeit statt.

Über diese jungen Bildungen finden wir reichliche Darstellungen in Früh und Schröter, Die Moore der Schweiz, „Beiträge zur Geologie der Schweiz", geotechn. Serie III. Lfg. 1904, ferner in den auf den Jura sich beziehenden Bänden der „Beiträge", sowie in vielen einzelnen Publikationen, wie z. B. in Jules Favre, Descript. géol. du Locle et de La Chaux-de-Fonds, Thèse Lausanne 1911. Diese postdiluvialen Bildungen bieten mannigfaltige und für die jüngste geologische Geschichte des Landes oft sehr wichtige Aufschlüsse. In ihrer Gesamtheit aber sind sie doch überall recht ähnlich, so daß wir davon Umgang nehmen können, sie aus dem Juragebirge noch besonders zu schildern.

Zusätze und Korrekturen zum Abschnitt Stratigraphie des Juragebirges.

Zu S. 447 „Kalisalzfrage der Schweiz" ist zu berichtigen: Die Edelsalze von Elsaß-Lothringen haben sich nicht als die Fortsetzung der Zechsteinsalze von N-Deutschland erwiesen, sondern gehören dem unteren Teil des Oligocän an. Sie sind in vielen Bohrlöchern gefunden worden (vergl. Foerster, Mitt. d. geol. Landesanstalt Elsaß-Lothringens 1911). Der uns nächste Fund liegt in Baden unweit Müllheim. In 708 m unter der Rheinebene traf man dort 4 m Kalisalz. Tertiäre Salze können nur im tiefversenkten Gebiete des Rheintalgrabens vor Auslaugung bewahrt geblieben sein. Sie sind also auf Schweizergebiet möglich 600—700 m tief unter Basel und Umgebung und ähnlich noch weiter S von Basel, W der Birs. Im Juragebirge dagegen wird nichts davon erhalten sein.

Zu S. 458 Fig. 72 statt Encrinus Carnalli Beyr. ist zu setzen Encrinus liliiformis Lam.

Zu S. 520 am Schluß des Titels der Tabelle über Kreidebildungen ist zuzusetzen: und A. Jeannet.

B. Tektonik und äußere Gestalt des Juragebirges.

Überblick.

(Hierzu Tafel XX—XXIV und Fig. 86.)

Literatur:

F. Mühlberg, Geotektonische Skizze der NW-Schweiz, dazu Karte 1 : 250000, Eclogae 1893 und Livret-Guide Géol. 1894.

Em. de Margerie, La structure du Jura, Actes Soc. hélv. Sc. nat. de Lausanne, 1909.

Strabo kennt den Jura um das Jahr 25 v. Chr. und nennt ihn Joras, etwas später Plinius: Jures, dann Ptolemaeus: Mons Jurassus. Julius Caesar berichtet, daß der Mons Jura zwischen den Gebieten der Helvetier, Sequaner und Rauracier liege. Das Wort Jura stammt ab von einer keltischen Wurzel, jor, juria, die Wald bedeutet und vielleicht das gleiche ist wie das slavische Gora = Berg. Jura bedeutet ursprünglich das Waldgebirge.

Das Juragebirge beginnt im SW als ein kleiner Seitenast der Alpen. Von den S—N streichenden Westalpen irrt es in der Gegend von Chambéry als ein randliches autochthones Büschel von 2—3 parallelen Gewölben gegen N und sogar NW ab. Die äußerste autochthon-alpine Kette setzt mit der Chaîne de Raz in die Jurakette der Cormaranche fort; die Kette des Mont du Chat wird nördlich der Rhone zur Kette des Grand Colombier, und die Kette Gros Foug vermittelt einigermaßen das Streichen alpiner Falten S von Chambéry gegen Vuache und Reculet. Voller Zusammenhang von Alpen und Jura besteht nur durch die zwei erstgenannten Antiklinalen. Nördlich der Rhone setzen im Jura äußere Falten ein, während die direkt von den Alpen abirrenden Ketten sich in den inneren (SE-)Faltenzügen des Jura fortsetzen. Im Trennungswinkel zwischen Alpen und Jura isoliert liegt der merkwürdige Salève. Die ungewöhnlich starke Quereinsenkung der Ketten, die von der Rhone zum Austritt aus dem Molassebecken benutzt wird, kann als die natürliche Grenze zwischen Alpen und Jura gelten.

Der Bogen, den das Juragebirge von der Rhone bis zur Lägern bildet, besteht aus einer Schar von Gebirgsketten, die vorwiegend Gewölbefalten der Erdrinde sind. Ein einseitig zusammengeschobenes Tuch gibt ein ähnliches Bild. Denkt man sich die Falten wieder ausgeglättet, so erhält man einen zu breiten Streifen Erdrinde, der nicht mehr Platz findet. Ein Wachstum der Schichten ist nachweislich nicht eingetreten. Es ist also völlig unabweisbar, daß ein horizontales In-sich-Zusammenschieben der Erdrinde, ein Tangentialschub, den Kettenjura gebildet hat. Er gehört zu den Gebirgen durch Horizontaldislokation.

Im ganzen bildet der Jura einen Bogen von 300 km Sehne. Die inneren Ketten verlaufen sanfter gebogen fast parallel den Alpen, Bogenlänge ca. 330 km. Der äußere Rand biegt sich mit Bogenlänge 390 km viel weiter gegen NW aus,

Tafel, gestiftet von ehemaligen Schülern des Verfassers

Tektonische Übersichtskarte des
JURA-GEBIRGES
gezeichnet von Alb. Heim
1914.
Massstab 1:750.000
0 10 20 30 40 50
Kilometer
W
N
S
E
Doubs
Rhône
Ain
Arve
Aare
Rhein
Reuss
Lac de Neuchâtel
Lac Léman
Mt Chaumont
Mt Repentir
Mt Croz
Mt Racine
Mt Crosin
Mt Raimeux
Mt Terrible
Mt Soleil
Mt Vuache
Salève
Vogesen
Belfort
Basel
Genève
Lausanne
Fribourg
Bern
Aix les B.
Bonneville
Pontarlier
Neuchâtel
Biel
Solothurn
Aarau
Zofingen
Langenthal
Olten
Delémont
Porrentruy
Moutier
Chaux de Fonds
Le Locle
Ste Croix
Yverdon
Grandson
Orbe
Nyon
Thun
Interlaken
Brienz
Meiringen
Sarnen
Stans
Luzern
Sempach
Zug
Zürich
Winterthur
Schaffhausen
Waldshut
Laufenburg
Brugg
Baden
Lenzburg
Rheinfelden
Liestal
Basel
Ch de l'Heute
Haute Joux
Ormans
Lomont
Mont Terrible
Mont Soleil
Mont Raimeux
Mont Crosin
Mont Chaumont
Mont Repentir
Mont Croz
Mont Racine
Mont Raisoux
Mont Vuache
Mont Salève
Mont Berchaud
Mont Colombier
Mont Tendre
Mont Suchet
Mont Chat
Mont Semnoz
Mont Granier
Mont Blanc
Jaman
Rochers de Naye
Dent de Jaman
Dent de Lys
Dent de Broc
Dent de Corjon
Dent de Folliaz

wobei er bei Salins eine Teilung in zwei Unterbogen aufweist. Das Faltenbüschel öffnet sich erst von den Alpen gegen N wellig verbogen von 15 km auf 65 und 70 km Breite. Es wollte wohl allmählich in offenem Fächer nach N auslaufen. Allein im W und im N machen sich in der Tiefe durch das Zentralplateau von Frankreich, durch La Serre, die Vogesen und den Schwarzwald beulenförmige, altversteifte Narben der Erdrinde geltend. Durch ihren Widerstand werden die äußersten Faltenzüge zuerst in der Region von St. Rambert mit Knie gegen W umgebogen, dann in der Gegend Besançon-Baume-les-Dames in W—E-Richtung abgedreht, so daß der vorher geöffnete Kettenfächer gegen E wieder in einem Winkel von 30° zwischen seinen äußersten Falten zusammengeht. Am Hauenstein treffen sich die Falten ca. 25 km südlich vom kristallinen Schwarzwaldfuß. Sie verschmelzen, überschieben und überschlagen sich zu einem gedrängten W—E Parallelbündel. Die südlichen Faltenzweige biegen, einer nach dem anderen erlöschend, gegen SE um. Die streng W—E verlaufende nördlichste Falte des Büschels mit der Lägern reicht am weitesten gegen E.

La Serre, Vogesen und Schwarzwald tauchen nach SE und S als sanft abfallende Gebirgsplatten zur Tiefe. Auf über 200 km Länge stößt der Kettenjura mit nördlich aufgeschobenen Bruchrändern an diesem Plateau auf. Im W vor La Serre und Vogesen ist der Zusammenstoß milder und liegt tiefer, so daß er mäßige Schuppen erzeugt. Im E dagegen wirft er gewaltige Brandungsketten auf. Auf der Strecke zwischen Vogesen und Schwarzwald von der Largue bis zur Birs oder von Pfetterhausen östlich Delle bis Basel aber befindet sich im nördlichen Hemmnis der gegen N gerichteten Jurabewegung eine ca. 50 km breite Lücke, der Rheintalgraben. Dort fehlt das vorliegende Plateaugebirge. So haben sich denn auf der Breite des Rheintalgrabens, noch nördlich außerhalb der durchgehenden sonst nördlichsten Brandungskette des Kettenjura, etwa sechs ausgeprägte Vorfalten — vielleicht richtiger Nachfalten — in zwei gegen N konvexen Bogen gebildet. Die südlicheren, Movelier-Kette und Bueberg-Kette, biegen gegen die Zone des Rheintalgrabens mit einem Bogen aus. Die nördlichen, in ein westliches und ein östliches konzentrisches Bogenpaar geordnet: Blochmont- und Bürgerwald-Kette, Blauen- und Landskronkette, bilden zwei starke Ausbuchtungen von je 14 km Sehne und ca. 5—6 km Pfeil gegen die Rheintalebene hinaus. An der Außenseite der beiden Bogen fallen die Schichten im N-Schenkel der vorderen Gewölbe, der zugleich hier die Rolle einer südlichen Randflexur des Rheintalgrabens spielt, steil zur Tiefe, als eine Welle, die in den Graben stürzt. Gegen S ist also der Rheintalgraben ähnlich flexurförmig umrandet wie gegen E. Nur führt im E die viel geradlinigere Flexur aus dem eingesunkenen Erdstück hinauf zu einem Plateaugebirge (Schwarzwald- und Basler Tafeljura), im S hinauf an zwei Falten des Kettenjura. Die ganze Breite des Hauptrheintalgrabens beträgt nahe vor seinem S-Ende 32 km. Dem südlich des Schwarzwaldes gelegenen Tafeljura im E des Rheintalgrabens entspricht im W desselben das freilich tiefer liegende Juraplateau von Elsgau (Ajoie, Pruntrut), dessen Rand vom Tertiär des Rheintalgrabens umgeben ist. Dieser westliche Tafeljura setzt sich bis an die Vogesen fort; nur eine westliche Ausbuchtung des Rheintalgrabens bricht über Dammerkirch bis Montbelliard in die Juratafel hinein.

Der westliche Tafeljura, dem von der Schweiz bloß die Umgebung von Pruntrut angehört, ist als Plateau nur schwach ausgeprägt. Er zeigt aber in gemildertem Maße die gleichen Erscheinungen wie sein Spiegelbild östlich des Rheintalgrabens: vormiocäne, N—S laufende Verwerfungen, einige schwache Vorfalten pliocänen Alters, einen von der großen Nordrandkette („Rangierskette" = Brandungskette) des großen Kettenjura vielfach überstoßenen, Molasse tragenden S-Rand, und gegen den Rheintalgraben eine steil abfallende Randflexur.

Auch die nördlich vorliegende, tief abgesunkene Rheintalgrabenplatte ist nicht eben; sie zeigt schwache Falten und viele Brüche (L. van Wervecke, Tektonik des Sundgaues usw., Mitteilungen d. Geol. Landesanstalt Elsaß-Lothringen, 1908).

Wenden wir uns nach der Ostseite des Rheintalgrabens.

Die Brandung der Faltenschar am nördlich vorliegenden Tafelland wird am gewaltigsten östlich des Rheintalgrabens, wo plötzlich der Schwarzwald am großen Basler Grabenbruch (Flexur) einsetzt. Der von SW herstreichende Faltenjura wird aufs schmälste zusammengedrängt und an den Südfuß des Schwarzwaldes und über denselben hinaufgestoßen. Die sich übereinander stoßenden Falten werden zu Überschiebungen und zu Schuppen. Hier, auf der Strecke vom Profil Basel-Oensingen bis an die Aare, d. i. auf ca. 50 km Länge, treffen wir auf die sehr ausgeprägte Erscheinung, daß zwei nach Charakter, Entstehung und Alter total verschiedene Gebirge: Schwarzwald und Jura, völlig zusammengeschweißt und randlich miteinander verknittert sind. Das ist das Stück Jura, in welchem wir zu unterscheiden haben: Plateau- oder Tafeljura, der eigentlich der S-Fuß des Schwarzwaldes ist, und Kettenjura, als Zweig der Alpen.

Weiter östlich biegt das Streichen des Schwarzwaldsüdfußes gegen NE; die Ausläufer des Faltenjura hingegen verlaufen ganz gegen E. Die beiden so verschiedenen Gebirge gehen hier wieder auseinander. Der Kettenjura endigt in der Schweiz mit der Lägern. Der Plateaujura hingegen umrahmt den Schwarzwald auch weiter gegen NE und hängt direkt mit der schwäbischen Alb zusammen. Indessen erreicht der schweizerische Plateaujura eine ausgesprochene nordöstliche Grenze an einer NW—SE streichenden Radialverwerfung des Schwarzwaldes, dem Ost-Randenbruch. Plötzlich setzt an demselben der Plateaujura ab. Jenseits folgt das vulkanbesetzte Einbruchsfeld des Höhgau, unter welchem ganz allmählich nordöstlich ansteigend das Juraplateau — nun als schwäbischer Jura — sich wieder erholt.

Das Juragebirge im gewöhnlichen Sinne des Wortes besteht also: 1. aus dem Kettenjura, d. i. aus einem Faltenbüschel von Bogenform, das in der Mitte am breitesten, an beiden Enden aber geschart ist und im SW von den Alpen abzweigt, im NE überbrandet und dann sich ausspitzt; 2. aus zwei durch den Rheintalgraben getrennten Stücken von nördlich vorliegendem Tafelland, von denen das westliche, weniger ausgeprägte, zu den Vogesen überleitet, das östliche, sehr ausgebildete, den Schwarzwaldfuß bedeutet. Schon 1821 erkannte und verfolgte Peter Merian die Grenze zwischen den beiden tektonisch so verschiedenen Gebieten vom Mont Terri bis gegen die Lägern, und Albrecht Müller schlug die Namen Tafeljura und Kettenjura vor. Die Gebiete des Ketten- und des Tafeljura gingen ursprünglich

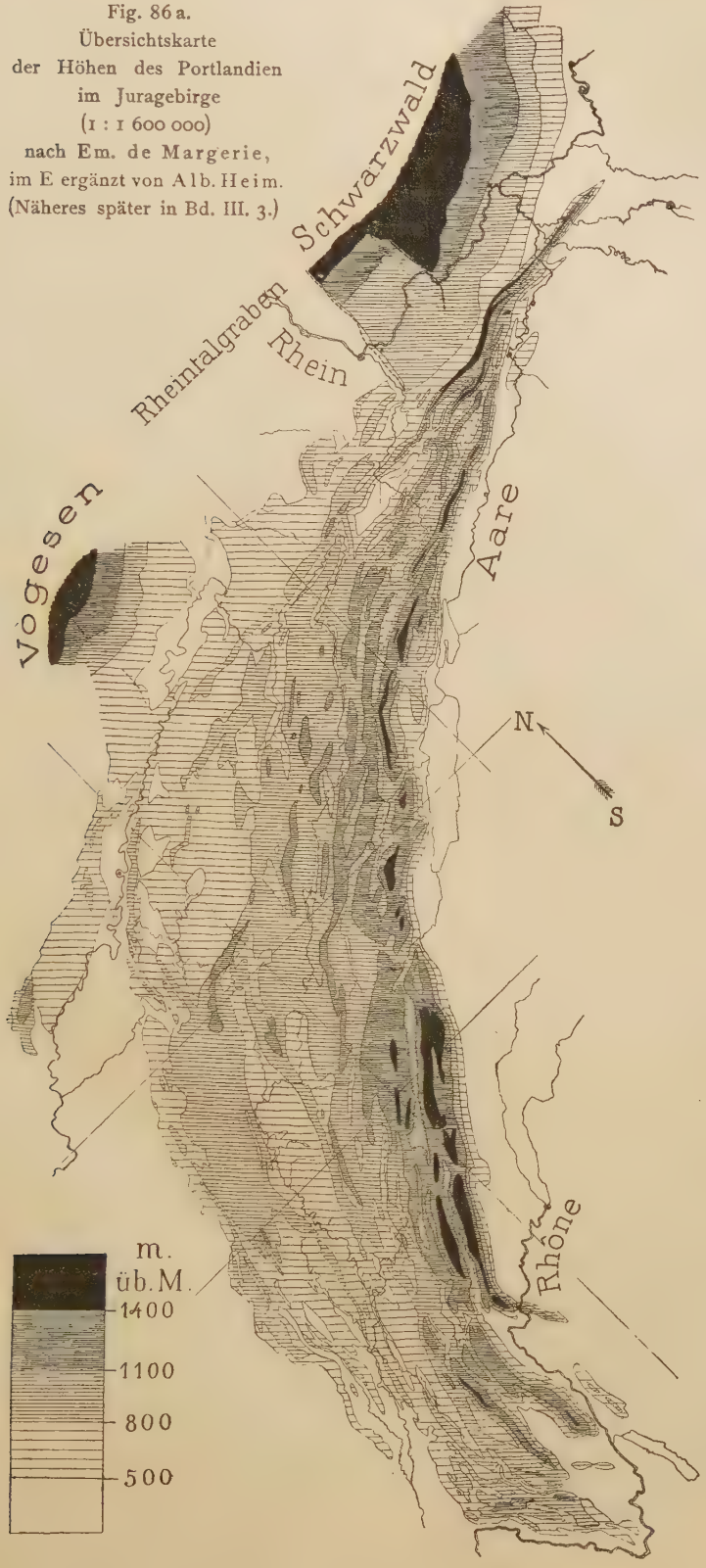


Fig. 86a.
Übersichtskarte
der Höhen des Portlandien
im Juragebirge
(1 : 1 600 000)
nach Em. de Margerie,
im E ergänzt von Alb. Heim.
(Näheres später in Bd. III. 3.)

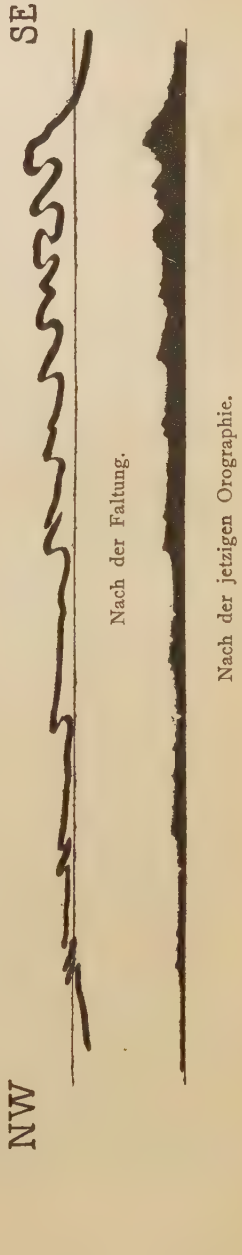


Fig. 86b.
Schematische Querprofile
durch das Juragebirge.
1 : 500 000.

in größerer Breite allmählich ineinander über. Bei zunehmender Dislokation verschärften sich die Unterschiede, indem der N starr blieb, der S sich dicht daran staute und in Wellen schlug. Die oligocänen N—S-Verwerfungen gehören fast alle dem Plateaujura an und die oligocäne südliche Abbiegung (Hauensteintunnel bis Brugg) bildet dessen S-Rand. Die postmiocänen Horizontalbewegungen gehören dem Kettenjura an. Es wäre aber verkehrt, an eine Ausschließlichkeit zu denken. Auch im Plateaujura haben sich noch einige Gewölbe ausgebildet, und seine Verwerfungen reichen eben noch in den N-Rand des Kettenjura hinein.

Van Werveke und andere glauben, auch die Erhebung von Schwarzwald und Vogesen, entsprechend einem „Nachrumpf" (Steinmann), sei durch S—N-Horizontalschub als flaches weites Gewölbe entstanden. Dies soll hier nicht in Abrede gestellt werden. Allein im Bau von Schwarzwald und Vogesen ist die vertikale Erhebung einer breiten Masse das Wesentliche, im Kettenjura die horizontale Bewegung. Der Unterschied von Vertikal- und Horizontalbewegung, von Plateau- und Kettengebirge bleibt in seiner Wirkung und in seiner ganzen Größe bestehen, selbst wenn die letzte Ursache beider Horizontaldruck gewesen sein soll, und die Differenz in der Auslösungsform nur durch die mechanisch verschiedene Beschaffenheit der verschiedenen Gesteinsmassen bedingt worden ist. Was bei Schwarzwald und Vogesen in direkte Erscheinung tritt, ist doch weit mehr der „uplift" als der „thrust", die Hebung als der Schub.

Das ganze Juragebirge, im besonderen der Kettenjura, zeigt prachtvoll einseitige Ausbildung:

Die Falten und Faltenzüge sind alle mehr oder weniger gegen SE konkav, gegen NW konvex gebogen. Die Falten am innern Rande des Büschels sind weitaus die kräftigsten. Die innerhalb des gefalteten Bogens liegenden plateauförmigen Zonen nehmen wie die sie begrenzenden oder bildenden Ketten nach dem äußern Teile stufenförmig an Höhe ab. Die Mehrzahl der Falten liegen gegen NW über und die Überschiebungsflächen, die Längsbruchflächen der Schuppen, fallen fast alle nach SE und S ein (Fig. 86a u. b).

Die am Rande der nördlichen Widerstände sich häufenden Brüche, Schuppen und Überschiebungen lassen fast alle die Bewegung der inneren Teile des Gebirges nach der Außenseite des Bogens erkennen. Da, wo eigentliches Tiefland vorliegt, wie gegen die Saône, läuft der Jura flach und niedrig aus wie eine Welle auf flachem Strande, und die niedrige Randüberschiebung erinnert an ihren überschlagenden äußersten Schaumrand. Wo aber die Wellen der Gebirgsfalten an ein erhobenes Plateau anbranden, wie am S-Fuß des Schwarzwald-Tafeljura, da überwerfen sie sich in den wildesten Formen, und verkehrte Lagerungen, zerrissene Mittelschenkel, Rutschflächen, Schuppenstruktur und Überschiebungsklippen sind die Folge davon. Die Differenz in der Breite und in der Gestaltung des Kettenjura und seines Außenrandes in Frankreich im Vergleich zur Schweiz ist bedingt durch die tiefe Lage und die Weite des flachen Vorlandes dort, die hohe Lage und die Nähe des älteren Vorlandes hier.

So weist das ganze Gebirge in allen seinen Teilen auf einseitige Horizontalbewegung, im Mittel gegen NW. Die Faltung des Juragebirges ist also durchaus harmonisch derjenigen der Alpen, deren Teilstück sie ist.

Nur ein Teil des Juragebirges gehört dem Schweizerlande an.

Die Abzweigungsstelle von den Alpen und der nach N sich öffnende Faltenfächer liegt in Frankreich. Von dem breitesten, parallelbüschligen, nach NE streichenden Teil gehören nur die südlichsten, allerdings kräftigsten Ketten zur Schweiz und bilden ihre NW-Grenze; der breitere, gegen

N tiefer abgestufte Teil liegt in Frankreich. Hingegen liegt die Region der intensiven Scharung der Ketten gegen E bis zum Erlöschen ganz in der Schweiz, und ebenso fast der ganze Plateaujura vom westlichen Randbruch des Schwarzwaldes bis an den Höhgauer Einbruch. Die geologische Darstellung kann sich natürlich nicht genau an politische Grenzen halten.

I. Der westliche Tafeljura (Elsgau).

Literatur:

Publikationen von Etallon, Greppin, Koby, de Loriol, Rollier, Thurmann.
Geologische Karte der Schweiz („Beiträge"), Blatt II und VII in 1 : 100000.
K. L. Hummel, Die Tektonik des Elsgaues, Ber. d. natf. Ges. Freiburg i. Br. 1914.

Die Situation ist aus unserer Tafel XX leicht zu ersehen. Der westliche Tafeljura liegt südlich der Vogesen und westlich des Rheintalgrabens in dem Dreieck Besançon—Porrentruy—Belfort. Die wellige, seicht durchtalte Oberfläche wird, wo sie nicht von Diluviallehm bedeckt ist, aus den verschiedenen Stufen des Malm gebildet. Rauracien, Sequanien, Kimmeridgien und Portlandien sind entblößt; Oxfordien erreicht nur an wenigen Stellen noch die Außenfläche. Reiche Fossilfundstellen finden sich häufig. Stratigraphisch ist viel beobachtet worden, tektonisch wenig.

Zwischen dem äußeren Teil der Tafel des Elsgau und der Rangiers-Lomont-Kette ist die etwas beckenförmige Platte mit Molasse (Charmoille, Courgenay, Pruntrut, Bressaucourt) entsprechend den Tertiärdecken im südlichen Teil des Basler Tafeljura bedeckt. Die darin vorkommenden W—E streichenden sanften Falten, obschon außerhalb des Kettenjura, gehören nicht geographisch, aber mechanisch doch zu dem letzteren; sie sind letzte Vorfalten, in das Tafelland übergreifend. Die Randdislokation der Juratafel zum Rheintalgraben ist nach ihrer Natur noch unbekannt. Die Aufschlüsse scheinen schlecht zu sein; fast alles, was am Tafelrande folgt, ist Diluviallehm.

Die neuesten tektonischen Darlegungen von Hummel entbehren etwas der Klarheit in Wort wie in Bild. Er findet von Grandfontaine bis über Pruntrut 4—5 N—S streichende Verwerfungsbrüche prämiocänen Alters. Rollier hält dieselben zum Teil für unrichtige Deutung der Beobachtung. Von der großen Randkette im S bis in den Parallelkreis von Delle waren bisher schon zwei kleine sanfte, W—S laufende Gewölbe bekannt. Hummel vermehrt ihre Zahl um 5—6 und gibt an, daß ihre Formen beiderseits eines sie kreuzenden N—S-Bruches jeweilen etwas ändern, oder daß sie auch an einem solchen älteren Bruch anstoßend ganz aufhören. Außerhalb der Schweiz, im französischen Gebiete, sollen noch 6—10 sanfte Antiklinalwellen folgen.

II. Der östliche oder große Tafeljura.

Literatur:

Alb. Müller, „Beiträge" Bd. I, 1862, mit Karte.
Geol. Karte d. Schweiz, 1 : 100000 („Beiträge"), Blatt III von C. Mösch, U. Stutz und Vogelsang, Blatt VII, 1. Aufl. von J. B. Greppin und J. Bachmann, 2. Aufl. von L. Rollier; Blatt VIII, 1. Aufl. von C. Mösch und J. Kaufmann, 2. Aufl. Jura von Fr. Mühlberg.
A. Buxtorf, „Beiträge" n. F. Bd. XI mit Karte Gelterkinden, 1901.
A. Gutzwiller und E. Greppin, „Beiträge", Spezialkarte SE Basel, Nr. 77, 1916.
F. Schalch, Geol. Karte von Baden, 1 : 25000, Blatt Stühlingen, 1912, und Blatt Wiechs mit Erläuterungen, 1916.
Kleinere Spezialarbeiten werden unter den späteren Untertiteln genannt.

Wir begrenzen den großen Tafeljura im N durch die Wutach und den Rhein, im W durch den östlichen Rheintalgrabenbruch (Haupt-Schwarzwaldbruch

und seine südlichen Ausläufer, St. Jakob an d. Birs bis Basel-Aesch), im E durch den Randen-Höhgaubruch (Thäingen-Wiechs), im S durch den anbrandenden Kettenjura von der Birs bis an das Quertal der Aare. Östlich der Aare sinkt der Tafeljura ohne scharfe Grenze unter das Molasseland (Linie Brugg—Kaiserstuhl—Thäingen). Er nimmt im Grundriß eine Fläche von ca. 85 km Länge und 10 bis 18 km Breite = ca. 1100 km^2 ein. Die oben angenommene Abgrenzung gegen den Schwarzwald ist selbstverständlich weder tektonisch noch stratigraphisch natürlich. Wenn wir vom Plateaujura im besondern, nicht direkt vom Schwarzwald sprechen wollen, so ist die einzig natürliche Abgrenzung — gewissermaßen des Fußes vom Rumpf — die rein morphologische oder orographische durch die in der Hauptsache isoklinalen Erosionstäler, die im Streichen der Schichten um den Schwarzwald herumgehen: Wutach—Rhein. Was, vom Schwarzwald aus gesehen, außerhalb Wutach und Rhein liegt, ist Schwarzwaldumrahmung, ist Tafeljura. Es gibt durchaus keinen Tafeljura im Rheintalgraben oder südlich desselben.

Einzelne Verwerfungen im Gebiete des Tafeljura von Baselland waren schon 1831 Peter Merian bekannt. Alb. Müller (Basel) war der erste, der manche derselben näher verfolgte und 1862 kartierte. Er hatte auch die Überschiebungen am N-Rand des Kettenjura gefunden, als solche gedeutet und beachtet, daß sie gegen W nicht über den Schwarzwald-Hauptbruch hinaus reichen. Es folgten entsprechende Beobachtungen von Benecke, Steinmann und van Wervecke, vorherrschend im elsässischen und badischen Gebiete. Eine Gruppe neuerer Arbeiten über den Tafeljura setzte ein mit Aug. Buxtorfs trefflicher Darstellung der „Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura" („Beiträge" n. F. XI. Lfg. 1901). Fast gleichzeitig folgten v. Huene, Aug. Tobler, später Ed. Blösch, Brändlin, S. v. Bubnoff. Ferner vermehrten unsere Kenntnis der Tektonik des Tafeljura nachhaltig die Beobachter F. Mühlberg, F. Schalch und Ed. Greppin.

Im großen ganzen ist der Tafeljura eine Platte triasischer und jurassischer Sedimente, welche mit 1—10° (am Randen 3,85 %, bei Laufenburg 5,7 %, am Dinkelberg 5,5 %) vom Schwarzwald gegen S bis SE abfällt. Die Platte ist aber nicht einfach zusammenhängend, sondern durch Brüche oder Flexuren in nach Niveau und Neigung gegeneinander verstellte Tafeln zerstückelt und auch noch von einigen Falten durchzogen, dann von Erosionstälern durchschnitten und in tafelförmige Berge aufgelöst. Diese Dislokationen gruppieren sich von W nach E wie folgt: Vom großen Schwarzwald-Randbruch ausgehend treffen wir östlich das erste Dritt-Teil des Tafeljura von gegen hundert von N nach S oder gegen SSW und wenigen W—E laufenden Brüchen in Streifen zerstückelt. Weiter östlich, etwa an der Linie Stein—Läufelfingen, werden die Brüche ganz spärlich. Es ziehen einzig zwei kräftige Dislokationslinien von Frick aus gegen NE und ENE bis an die Aare. Jenseits der Aare ist bisher außer der milden Flexur von Endingen keine Störung mehr in dem regelmäßigen sanften Fall der Gesteinslagen mit 2—10° gegen S und SSE gefunden worden, bis der Bruch zwischen Randen und Höhgau unsern Tafeljura gegen E abschneidet.

Die Zerstückelung durch Brüche ist also nicht eine charakteristische Eigenschaft des ganzen Tafeljura. Vielmehr gehört sie fast nur seinem westlichen Drittel an.

Die tektonischen Erscheinungen des Tafeljura erfordern eine nähere Besprechung. Wir beginnen damit im Westen.

1. Westrand des Tafeljura am Rheintalgraben.

Literatur:

Aug. Tobler, Der Jura SE der oberrheinischen Tiefebene, Verhandl. natf. Ges. Basel, Bd. XI 1896 bis 1897.

Ed. Greppin, Zur Kenntnis des geol. Profils am Hörnli bei Grenzach, Verh. natf. Ges. Basel 1906.

Der Westbruchrand des Schwarzwaldes verläuft in seinem südlichen, für uns noch in Betracht fallenden Teile mit geringen welligen Schwankungen von Sulzburg über Kandern-Lörrach-Grenzacherhorn-Mönchenstein bis Birsegg (Aesch) N—S mit 7° Ablenkung gegen SW. Nördlich von Kandern ist er meistens eine Verwerfung oder ein Verwerfungsbündel mit gesunkenem Westflügel. Die Verwerfungsfläche steht beinahe senkrecht oder fällt steil gegen W, nur sehr ausnahmsweise auch gegen E. Der Westflügel ist unter Reduktion der Schichtmächtigkeit stark nach oben geschleppt, der Ostflügel in seinen oberen Schichten erodiert. Die Schleppung hat den Charakter einer zerrissenen Flexur. Die Sprunghöhe beträgt über 1500 m. Bei Kandern teilt sich der Bruch; ein östlicher Zweig, die „Kanderer Querverwerfung" zieht gegen SE über Hausen und biegt um ins Wehratal („Wehrabruch"). Damit geht die Sprunghöhe des West-Schwarzwaldbruches rasch auf etwa 1000 m zurück. Kaum 1 km südlich Kandern ist anscheinend der Zusammenhang der Schichten von E nach W erhalten geblieben, südlicher bei Nebenau aber herrscht wieder auf 1,5 km Länge reiner Verwerfungsbruch. E Basel am Grenzacherhorn beobachten wir die Dislokation zwischen Schwarzwald und Rheintalgraben gut aufgeschlossen als Flexur von den Muschelkalkschichten bis ins Tertiär (Fig. 76). Am Schänzli bei St. Jakob an der Birs befindet sich ein Steinbruch in dem ca. 80° W fallenden Hauptrogenstein der Flexur, und 1 km Birs-aufwärts folgt der von E nach W zur Tiefe abbiegende pflanzenreiche Keuper. Die Flexur folgt der rechten Seite der Birs. Weiter östlich steigt der Basler Tafeljura mit Trias und Jura (Gempenplateau) an; westlich liegt die rheinische Tiefebene mit Ausbissen von Tertiär. Bei Basel und von da an weiter südlich ist es nun überall die Abbiegung des östlichen (hangenden) Flügels gegen den westlich anliegenden Graben, die man beobachten kann; die Aufschleppung des westlichen Flügels liegt in der Tiefe. Die Flexurhöhe nimmt gegen S ab. Endlich biegt bei Aesch die Flexur ihr Streichen gegen W um (Ed. Greppin), überschreitet bei Angenstein die Birs und erlöscht, wie es scheint, im Anschluß an den Nordschenkel der Landskronkette. Die Ketten von Landskron und Bürgerwald, die in den Rheintalgraben hinauswogen, bilden in der Hauptsache dessen südlichen Querabschluß. Darüber hinaus läßt sich ein Ausklingen des Rheintalgrabens unter den Kettenjura noch in folgenden Erscheinungen erkennen: Dem Ostrande des Grabens entsprechend Zurückbleiben aller Triasaufschlüsse östlich der Linie Laufen-Solothurn, Tendenz zu Querfaltung oder Knickung im Streichen der Ketten auf der gleichen Querzone; dem Westrande entsprechend Querstellung der St. Brais-Kette, viele Wechsel in den Ketten auf der Querzone von Charmoille-Asuel bis gegen Biel; die Grabenzone selbst fortsetzend: tiefere Lage der Ketten nach Scheiteln und Mulden, breitere Molassemulden, im besonderen Delsbergerbecken in der Breite des Rheintalgrabens in W und E durch Querfaltung abgegrenzt. Schon vor der Faltung des Jura hat der Rheintalgraben

sich dadurch fühlbar gemacht, daß die elsässischen oligocänen Meeressande bis ins Delsbergerbecken reichen, und die oligocänen Molassemergel in diesem tieferen Stück vom schweizerischen Molasselande durch den ganzen Jura quer hindurch nach dem Elsaß sich fortsetzen. Die Spuren des Rheintalgrabens erlöschen innerhalb des Kettenjura gegen S; sie erreichen das schweizerische Mittelland nicht mehr.

Den Rheintalgraben auch im Aufhören der helvetischen Decken am Thunersee, in der Trennung von Aare- und Mont Blanc-Massiv, kurz „von Bremerhaven durch Basel bis Genua" sehen zu wollen, scheint mir ein geistreich sein wollendes Phantasiestück, dem ich nicht folgen kann, ebensowenig wie ich im Becken von Delsberg ein Stück Plateaujura im Kettenjura sehen kann.

Das Alter des Rheintalgrabens.

Schon lange ist der Rheintalgraben erkannt und sein Alter gesucht worden. Da die Bedeutung der Denudation in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts und noch lange unterschätzt blieb, glaubte man aus dem Fehlen einer Ablagerung auf dem Rücken des Schwarzwaldes auf Erhebung schon vor jener Ablagerungszeit schließen zu müssen. Elie de Beaumont hielt die Trennung von Vogesen und Schwarzwald als zur älteren Buntsandsteinzeit entstanden. Schwarz verlegte sie 1832 in postjurassische Zeit, wurde aber überhört. Fromherz (1856), Engelhardt (1866), Laspeyres (1867), Bleicher (1870), Benecke (1874), Eck (1874), Lepsius (1876) und Steinmann (1887) brachten neue Belege für jüngeres Alter des Grabeneinbruches. Relikte von Jura am Feldberg, Küstenkonglomerate des mitteloligocänen Meeres mit gewaltigen Doggergeröllen dicht am Fuße der kristallinen Hochfläche und anderes mehr waren gefunden und gewürdigt worden. „Wenigstens 2500 m sind die Trias- und Juratafeln in der Rheinebene zwischen den höchsten Teilen von Schwarzwald und Vogesen von der Tertiärzeit an bis jetzt gesunken" (Lepsius). Am Grenzacherhorn, östlich bei Basel, biegen mit allen älteren Formationen auch das Rauracien und das untere Oligocän konkordant in Flexurform von dem östlichen Plateau westlich unter die Rheinebene hinab (Ed. Greppin, Verhandl. naturf. Ges. Basel 1906 und Exkursionsführer von Schmidt, Buxtorf und Preiswerk, Aug. 1907). Die erste starke Absenkung erweist sich dort jünger als die Septarientone. Die tertiären Gesteine sind über 1200 m mächtig in den Rheintalgraben eingelagert. Noch mehr: Gutzwiller fand, daß der Rhein erst nach Ablagerung des Sundgauschotters durch die Einsenkung nach Norden abgelenkt wurde und Regelmann nimmt sogar an, erst nach Ablagerung der beiden Deckenschotter. Jedenfalls sind die Deckenschotter unfern Basel durch den Rheintalgraben abgebrochen und der Hochterrassenschotter bei Sierenz und Haltingen unter die Fläche des Rheintales hinabgebogen. Die Niederterrasse dagegen scheint ziemlich ungestört zu verlaufen, und bei Pilgerhaus gehen Löß mit Elephas primigenius und Rhinoceros tichorrhinus ungestört über die Spalte weg (W. Freudenberg). Van Wervecke betont starkes Einfallen der Rheinterrassen oberhalb Mülhausen und große Schottermächtigkeit unterhalb (bei Blodelsheim 160 m). Er führt diese Erscheinungen auf spät- oder postglazialen Fortgang der Dislokation zurück.

Aus alledem ergibt sich, daß der große, Vogesen und Schwarzwald in zwei Halbhorste trennende Rheintalgraben im Oligocän einzusinken begonnen hat, daß diese Bewegung wahrscheinlich nach mehrfachen

Stillständen in der mittleren Diluvialzeit wieder kräftig weitergegangen ist und noch bis in die jüngere Diluvialzeit (letzte Interglazialzeit?) angedauert hat. Daß sie noch nicht völlig zur Ruhe gekommen ist, beweisen die vielen, den Rändern entlang laufenden Erdbeben. Die beiden heftigsten fanden zwischen 906 und 917 statt, wobei die alte Münsterkirche von Basel zusammenbrach. In der Nacht vom 18. auf 19. September 1356 stürzte die ganze Stadt Basel bis auf ca. 100 Häuser ein, und 300 Menschen wurden verschüttet. Der Mittelpunkt von Basel liegt bloß 3 km westlich der großen Flexur. Die neueren Beobachtungen lassen oft deutlich das Wandern der verschiedenen Stöße eines Erdbebenschwarmes auf den großen Bruchlinien erkennen. Der Rheintalgraben gehört noch jetzt zu den chronischen Schüttergebieten (bezügliche Arbeiten von Merian, Bourlot, Schumacher, Langenbeck, Regelmann usw.).

2. Der Tafeljura von der Birs bis zum Tiersteinberg.

Literatur:

Außer den S. 553 genannten Arbeiten ist zu zitieren:

S. v. Bubnoff, Die Tektonik der Dinkelberge, Mitt. d. Bad. geol. Landesanstalt 1912.

Ed. Blösch, Zur Tektonik des Schweizer. Tafeljura (enthält Literaturverzeichnis von 231 Nummern), Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilageband XXIX, 1909.

F. v. Huene, Geol. Beschreibung d. Gegend von Liestal, Verh. natf. Ges. Basel 1900.

E. Brändlin, Tektonische Erscheinungen in den Baugruben des Kraftwerkes Wylen-Augst. Mitt. d. Bad. geol. Landesanstalt 1912.

C. Disler, Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheins zwischen Rheinfelden und Augst, Verh. natf. Ges. Basel, Bd. XXV, 1914.

Die SW-Ecke des Schwarzwaldes ist an der Kanderer-Querverwerfung und dem Wehrabruch abgeknickt. Die Sprunghöhe bei Wehra beträgt wohl 800—1000 m. Die so getrennte Scholle bildet nördlich des Rheins den Dinkelberg, der in der geol. Karte wie eine Triasbucht im sonst kristallinen Schwarzwald aussieht. Südlich des Rheins wird der Ostrand dieser Scholle unbestimmt. Ihr gehören der ganze Basler- und der westlichste Teil des Aargauer-Tafeljura an. Diese Platte zeigt Absinken von 2—10° von N nach S bis zum Einsinken unter den Kettenjura oder zum Abstoßen am Bruch von Maisprach. Im Dinkelberg nördlich des Rheines setzen Rotliegendes und Trias die tafelförmigen Berge zusammen. Bloß in Relikten ist da und dort noch Dogger zu finden. Im Tafeljura südlich des Rheines setzt die Trias nur noch die dem Rheine zunächstgelegene Reihe von Plateaubergen zusammen. Weiter südlich bestehen die Berge im wesentlichen aus Dogger, und da, wo die Tafel unter den Kettenjura eintaucht, trifft man darüber noch weißen Jura, der häufig eine dünne Tertiärdecke trägt. Diese Dinkelberg-Scholle des Tafeljura ist aber nicht ganz geblieben, sondern innerlich zerbrochen durch einen Schwarm von etwa 100 gut ausgebildeten und wohl noch zahlreichen schwächeren, begleitenden NE – SW bis N—S laufenden und einzelnen anders gerichteten Verwerfungen mit allerdings geringerer Sprunghöhe als ihr Kandern-Wehra-Randbruch. An Stellen, wo ein größerer Bruch sich in kleinere teilt, wird die Zerstückelung der Erdrinde sehr stark. Zur Beobachtung sind gute Aufschlüsse nötig, wie sie z. B. die Baugruben des Kraftwerkes Wylen-Augst (Brändlin) und zum Teil auch die Rheinborde geliefert haben.

Nördlich des Rheines ziehen zwei große NW—SE-Verwerfungen durch den Dinkelberg. Das Zwischenstück ist relativ gesunken. Die südwestliche derselben mit Absenkung der NE-Scholle setzt bei Rheinfelden durch den Rhein. Ihr verdankt Rheinfelden seine Stromschnelle, seine Brücke, seine Lage, sein Wasserwerk und sein Salz.

Die Rheinfelder-Verwerfung.

Diese war schon P. Merian 1821 bekannt. Mösch zog sie 1867 auf der Karte nach E bis Zeiningen, ohne jeden Anhaltspunkt für diese Hypothese. Disler fand die letzten Spuren 2,5 km vom Rheine gegen SE entfernt, wo östlich unter dem Deckenschotter vom Gipfel des Steppberges der westliche Nodosuskalk an Keuper abstößt. Der NE-Flügel der Rheinfelder-Verwerfung ist um 200 m gegenüber dem SW-Flügel abgesunken. Der SW-Flügel ist mit seinen flachen, ebenen Buntsandsteinbänken (Karneolhorizont und Rhät) scharf senkrecht abgeschnitten, der NE-Flügel dagegen ist stark nach oben geschleppt. Dadurch stoßen an den Bruch auf der NE-Seite erst Mergel, Gips und Zellenkalke der Anhydritgruppe; dann folgt, schief über den Rhein streichend, eine Rippe aus steil NE fallendem aufgeschlepptem Hauptmuschelkalk. Der SW-Teil des Städtchens, der Fels „Burgstall", der Fels in der Rheininsel („Stein"), sind daraus gebildet, und so steht er an beiden Rheinufern an. Rasch folgt weiter gegen NE noch unter der Stadt und in den Rheinborden beiderseits der Muschelkalk der gesunkenen Scholle in ganz flacher Lagerung. Wie meistens, so wird auch hier der Hauptbruch von mehr oder weniger parallelen Nebenbrüchen begleitet: Oberhalb Rheinfelden am Stadtgraben ein kleiner Bruch, dann vom Hotel des Salines bis zur Saline Rheinfelden ein Bruchgraben von ca. 6 m Absenkung mit 750 m Breite. Unterhalb Rheinfelden folgen bis Kaiseraugst auf 4,5 km sechs widersinnige Brüche, die stets die SW einfallenden Tafeln wieder heben, sodann vier weitere, die die westlichen Tafeln noch mehr absenken (Disler). Die Rheinfelder-Verwerfung mit ihren Begleitbrüchen sind die einzigen NW—SE streichenden Brüche südlich des Rheines. Alle andern verlaufen in kreuzender Richtung dazu.

Die übrigen Verwerfungen.

Die Mehrzahl der gegen SW, SSW oder S verlaufenden Brüche südlich des Rheines scheinen wie ein Zertrümmerungsbündel von der Wehra-Verwerfung auszustrahlen. Ihre direkteste Fortsetzung in der Mitte des Büschels bildet der große Bruch, der über Zeiningen—Maisprach zieht und die Ergolz zwischen Itingen und Sissach kreuzt. Er hat vom Rheine bei Brennet, bis er unter den Kettenjura verschwindet, eine Länge von 22 km. Die weiter westlich gelegenen Verwerfungen des Gempen-Plateau scheinen mehr Nebenbrüche des Rheintalgrabens zu sein, die sich im allgemeinen dem Wehra-Zeininger-Bruchbüschel nicht einordnen. Letzterem mag dagegen der stark gegen W abgelenkte Bruch Liestal-Gempen zugehören. Außer den mehr oder weniger von N ausstrahlenden Brüchen gibt es zerstreut nur wenige und stets ganz kurze, unzusammenhängende W—E-Brüche, so z. B. bei Füllinsdorf, Arisdorf, Zunzgen, N Hemmikon, am Kienberg, Rothenfluh, S Stein. Es sind deren kaum 20 zu finden, und ein einziger (Hardhof SE Buus) erreicht mehr als 1 km Länge.

Die auffallendste Erscheinung des Bruchschwarmes des Tafeljura besteht darin, daß die N—S-Verwerfungen von W gegen E sich immer mehr paarig ordnen, die Breite eines Paares immer schmäler wird und das Mittelstück eines Bruchpaares relativ gegenüber beiden Seiten gesunken ist, also einen N—S bis NE—SW gerichteten Graben darstellt. Nördlich des Rheines und südlich desselben zwischen Mumpf und Eiken innerhalb der Triasstufe, treffen wir zwischen breiteren Muschelkalk-Horst-Streifen schmale Keupergräben. Südlich des Rheines bildet Rogenstein die Horststreifen, die Gräben sind mit Argovian-Mergeln gefüllt, und noch südlicher gibt es Bruchgräben mit Bohnerz und Oligocän zwischen Malmhorsten. Der Tafeljura südlich des Rheines und von der Birs bis zum Tiersteinberg zählt 28 bis 30 Bruchgräben und noch 10—20 kräftige Verwerfungen, die sich nicht zu Gräben paaren. Im ganzen zählen wir etwa 70—80 Verwerfungen. Außerdem mögen

noch über 100 Verwerfungen die Tafeln durchsplittern, deren Sprunghöhe gering ist und die deshalb noch nicht genauer beobachtet und kartiert sind. Die Horste beiderseits eines Grabens sind aber nicht gleich hoch; auch die Horste sind gegeneinander verstellte Tafeln. Bei der Mehrzahl der Verstellungen und vor allem der stärksten (Zeininger-Bruch), ist jeweilen die W-Platte abgesunken; dies ist die dem Schwarzwald-Westrande harmonische Bewegung.

Die kürzesten Bruchgräben des Tafeljura erreichen nur 1 km Länge, die meisten 3—4 km; manche sind 6—10 km lang. Gegen ihr Ende hin nehmen die Sprunghöhen ab; die Brüche gehen in Flexuren über, die sich rasch ausflachen. Die Breite der Gräben ist im W des Zeininger-Bruches meistens $^1/_2$—1 km; östlich wird sie geringer, 200—400 m, kann aber auch auf 100 m zusammengehen. Statt parallel auszulaufen, vereinigen sich hie und da die beiden Brüche, so daß der Graben, meistens gegen N, spitz endet (z. B. S und N Ormalingen, E Rothenfluh), oder sie sind von einem kleinen querenden Bruche abgeschnitten (z. B. Taubenloch, N Gelterkinden, am Kienberg N Sissach, am Rigiberg W Hellikon, am N-Ende des Wischberg SE Hemmikon bei Zunzgen). Kleine W—E-Brüche erzeugen zusammen mit den N—S-Grabenbrüchen lokal an der Asp N Hemmikon eine völlige rechteckige Zerstückelung.

Nicht selten sind die Schichten in einem Graben schwach antiklinal, vielleicht infolge einer keilförmigen Pressungswirkung oder eines späteren Seitendruckes.

Die Sprunghöhen vieler Verwerfungen an den Grabenbrüchen erreichen 20 bis 60 m, einzelne nahezu 100 m, wenige noch mehr. Das Maximum erreichen der Buuser- und der Katzenfluhgraben mit ca. 150 m.

Etwa in der Mitte des Bruchbüschels verläuft zusammenhängend die Zeininger-Verwerfung. Der NW-Flügel ist harmonisch dem Rheintalgraben gesunken. Ihre Sprunghöhe hat von 750 m bei Brennet auf etwa 400 m bei Maisprach abgenommen, und sie staffelt sich streckenweise in zwei oder mehrere gleichsinnige Brüche. Im allgemeinen gehört die Zeininger-Verwerfung nicht zu einem Graben, wohl aber wird sie auf kurzen Strecken an der NW-Seite von kleineren Brüchen mit entgegenstehendem Sprung begleitet (zwischen Zeiningen und Maisprach südlich am Oensberg und südlich der Ergolz).

Man findet in unserem Gebiete alle Übergänge von Flexur durch Verwerfung mit Schleppung bis zur glatt abschneidenden Verwerfung. Alle diese Formen finden sich gelegentlich sogar an verschiedenen Stellen ein und derselben Dislokationslinie. Der Eindruck bleibt überwältigend, daß die meisten der Brüche mit Flexur begonnen haben und die Verwerfung eine durch Übertreibung zerrissene Flexur ist; das Schichtwerk der Erdrinde bog, bevor es riß — ein Verhältnis ganz analog den Beziehungen in der Reihe von der Falte zur Faltenverwerfung. Die Bruchspalten sind nicht selten sichtbar bloßgelegt und mit einer Reibungsbreccie von einigen Zentimetern bis zu 1,5 m Gangmächtigkeit erfüllt. Die Rutschstreifen auf den Brüchen verlaufen stets senkrecht, sei es, daß sie an den Spaltwänden selbst oder in zwischenliegenden Klemmpaketen oder von Calcit-Sekretionen in Repetitionen abgeformt sichtbar werden (Blösch). Die relative Bewegungsrichtung ist durchweg diejenige reiner Vertikalbewegungen. Streichende Verstellungen am Bruch kommen nur sehr untergeordnet vor.

Alle Beobachter berichten, daß die beidseitigen Bruchflächen eines Grabens fast immer etwas keilförmig nach der Tiefe konvergieren. Die Bruch-

flächen fallen oft mit 80 oder 85° ein. Damit in Übereinstimmung haben die Ausbisse der Brüche, die Berg und Tal queren, im Grundriß (Karte) wellige Form und lassen die Gräben auf dem Berge breiter, im Tale schmaler erscheinen. Auch in den Profilen von Buxtorf und Huene kommt die in der Regel nach unten sich verengernde Keilgestalt der Gräben deutlich zum Ausdruck. v. Bubnoff gibt für den Dinkelberg an, daß stets ein großer Bruch, der wenigstens bis in den Buntsandstein hinabgreife, von einem kleineren, oft aussetzenden Bruch begleitet sei, der nicht bis unter die Anhydritgruppe reiche. Er betrachtet deshalb die eingesunkenen Streifen nicht als eigentliche primäre Grabenbrüche, sondern nur als eine randliche Aussplitterung an den tieferen Brüchen. Für die schmalen Gräben der Zeininger-Verwerfung entlang und östlich derselben ist diese Auffassung einleuchtend, für die breiteren mächtigeren Gräben zwischen Sissach und Liestal oder gar im Gempenplateau dagegen kaum annehmbar. Daß manche der Brüche den Buntsandstein noch mit hohem Sprung durchsetzen, ist oft sichtbar (Maisprach, Wintersingen, Rheinfelden) und ebenso, daß manche das Perm und das unterliegende kristalline Schwarzwaldgebirge bis in unbekannte Tiefe durchsetzen (Laufenburg, Brennet-Wehratal usw.). Auch warme Quellen, die aus den Brüchen hervortreten (Säckinger Badequelle) machen Bruchtiefen von 500 bis über 1000 m Tiefe wahrscheinlich. Die Verwerfungs-Zerstückelung des Tafeljura kann im allgemeinen nicht als eine Erscheinung bloß der höheren Gesteinsplatten angesehen werden, sondern sie wurzelt in Bewegungen der kristallinen Unterlage und ist wohl von dort her, vielleicht nach oben gesteigert, ausgebildet worden.

Alter der Verwerfungen im Tafeljura (vgl. Tafel XXI).

Um das Alter der N-S-Brüche des Tafeljura zu bestimmen, müssen wir so weit als möglich nach S gehen, wo der Tafeljura gegen den Kettenjura sinkt. Dort finden sich noch am meisten Tertiärschichten auf den Plateauflächen erhalten, während dem Rheine entlang infolge Denudation, von Trias bis Diluvium die Zeitskala fehlt.

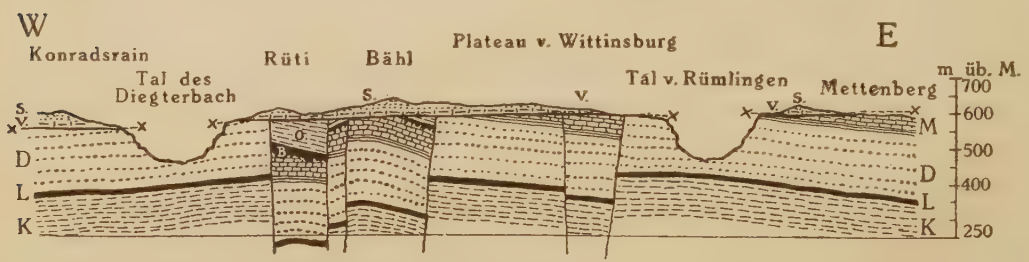


Fig. 87.

W—E-Profil im Basler Tafeljura, südlicher Teil.

K = Keuper, L = Lias, D = Dogger, M = Malm, B = Bohnerzformation, O = Oligocän, X ... X — X ... X = Abrasion Oberoligocän-Untermiocän und Transgressionsfläche des Vindobonien, v = Vindobonien, marines Muschelagglomerat, s = Sarmatien, Juranagelfluh.

Für die große Mehrzahl der einzelnen Verwerfungen im westlichen Tafeljura können wir keine genauere, direktere Altersbestimmung geben als „nach Dogger", bei manchen „nach Dogger vor Diluvium", bei andern „nach Malm" oder auch

„nach Bohnerz". Nur bei wenigen ist in den Gräben und auf den Hochflächen die Schichtreihe genügend erhalten, um zu genauerer Bestimmung zu gelangen. A. Buxtorf und F. Mühlberg ist zuerst der Nachweis gelungen, daß die Brüche des Tafeljura Bohnerz und oligocäne Molasse verwerfen, aber von Vindobonien und Sarmatien in glatter Transgression überdeckt werden (Fig. 87).

Bei einzelnen wenigen Verwerfungen im Tafeljura ist auch das Miocän mitverworfen, sogar älteres Diluvium (Deckenschotter) verstellt. Wenn die Aufschlüsse zugleich eine nähere Prüfung zulassen, zeigt sich dabei, daß die vormiocänen Schichten bedeutend stärker verstellt sind als die miocänen. Es sind also im Tafeljura dieses Gebietes postmiocän nicht neue Verwerfungen entstanden, wohl aber sind einzelne der vormiocänen Brüche aufs neue aufgerissen, aufs neue bewegt worden. Nicht $^1/_{10}$ der Bruchbewegungen unseres Gebietes sind postmiocän, $^9/_{10}$ sind prämiocän.

Von nachmiocän wieder bewegten Brüchen werden bisher in der Literatur folgende Beispiele aufgeführt:

Im Plateau zwischen Rümligen und Diegten folgt die normale große Decke von Juranagelfluh bei ca. 600 m aufgelagert. In einem Grabenbruch dicht westlich Diegten, bei Hof Rüti und am Stammbach Gießen treffen wir die gleiche sarmatische Juranagelfluh in mehreren Fetzen oder Streifen, teils auf Dogger, teils auf Oligocän bei 500 m Meerhöhe. Es hat hier anscheinend auf dem E von Diegten den Berg N–S durchsetzenden Graben eine postmiocäne Absenkung in dessen südlichstem Teile um 100 m stattgefunden, während 2 km weiter nördlich die Juranagelfluh bei 600 m in Relikten eine fast zusammenhängende, ebene, ungestörte Brücke über den gleichen Graben bildet (Schaad und Fr. Mühlberg, Karte des Hauensteingebietes). Besteht vielleicht noch die Möglichkeit, daß die tieferliegende Juranagelfluh einen vorsarmatischen Graben füllt? Die ursprüngliche Nagelfluhoberfläche fehlt.

Nördlich von Sissach auf der Lucheren fand Buxtorf ein deckenartiges Relikt von Juranagelfluh in tieferem Niveau als der benachbarte Doggerfelsen der Sissacherfluh. Die zwischendurch streichenden Störungen müssen auch die Juranagelfluh gegenüber dem Dogger verstellt haben. Schaad deutet aber jenes Relikt von Juranagelfluh als in einer sarmatischen Talfurche in tiefem Niveau abgelagert. Blösch fand an jener Stelle die Auflagerung der Juranagelfluh beiderseits des Bruches um 20 m verstellt.

Nach der Karte von Huene schneidet der verlängerte Zeininger-Bruch östlich Ramlinsburg die Miocän-Komplexe scharf ab.

Blösch fand als nördlichstes Vorkommnis von Juranagelfluh 2 km NW der oben genannten Lucheren zwischen Domberg und Halmet einen ca. 400 m langen Streifen von Juranagelfluh mit Helicitenmergel bei 520—530 m direkt an einer Verwerfung, während das nächst südliche Vorkommnis, Lucheren, 100 m höher liegt, was aber immer noch zu tief ist. Auch hier bleibt noch die gleiche Frage wie bei Diegten.

Als weitere Belege für Bewegungen im Diluvium werden erwähnt:

Am Dinkelberg unfern Brennet und nördlich Nollingen liegt der Deckenschotter zu tief. Noch oft wird von einzelnen Autoren gesagt, daß alle alten Brüche sich pliocän und diluvial wieder bewegt haben, allein sichere Belege werden nicht gegeben. Die meisten dieser Angaben bleiben noch unsicher. Weitere schärfere Beobachtungen sind notwendig.

Die Brüche des westlichen Tafeljura bilden einen so einheitlichen Schwarm, daß wir sie nicht verschiedenen Bruchperioden zuschreiben können. Die am einen Bruch möglich gewesene Altersbestimmung gilt auch für die anderen. Wir kommen somit zu dem Resultate:

Die Verwerfungen im Plateaujura von der Birs bis zum Tiersteinberg sind wie der Rheintalgraben in der Oberoligocän- bis und mit Untermiocänzeit entstanden. Auf einzelnen wenigen derselben, wie auch beim Rheintalgraben, haben nach Miocän und sogar bis Mitteldiluvium erneuert

Bewegungen stattgefunden. Auch diese Altersübereinstimmung zeigt deutlich, daß die Brüche des Tafeljura dem Dislokationssystem des Schwarzwaldes, oder, wenn wir lieber so sagen wollen, des Rheintalgrabens, zuzuschreiben sind.

Abrasion und Transgression im Tafeljura.

Mit den Dislokationen und den durch sie bedingten Abrasionszeiten wechseln die Transgressionen in nachstehender Zeitfolge ab:

Zeit	Dislokation	Erosion	Ablagerung
Diluvium	ausklingend	Talbildung	Moränen und Schotter wechselnd Deckenschotter
Pliocän	Hebung	Erosion	—
Miocän		2. Abrasion	II { Sarmatien / Vindobontransgression —
Oligocän	Verwerfungen	—	—
Eocän		1. Abrasion	I { Transgression der Unteren Süßwasser-Molasse / Bohnerzformation —
Voreocän	Hebung		—

Auf eine eocäne Abrasion folgt eine oligocäne Transgression, dann Zerstückelung durch Verwerfungen und später eine prävindobonische Erosion mit nachfolgender vindobonischer und sarmatischer Transgression. Ergänzend ist noch zu bemerken:

1. Erste Abrasion und Transgression. Im Tafeljura treffen wir das Bohnerz nirgends tiefer als auf Argovien. Die ältere Einebnung hat die eventuell vorhandene Kreide ganz, das Portlandien meist vollständig und das Kimmeridgien zu einem großen Teil von der schon ursprünglich ziemlich ebenen Fläche abgetragen. Die Transgression von Bohnerz und Oligocän ist im westlichen Teil nur noch in Relikten in den Grabenbrüchen verborgen zu finden.

2. Die zweite Abrasion ergreift den von Verwerfungen frisch durchsetzten Tafeljura im Oberoligocän und Burdigalien. Sie ebnet ein zerstückeltes Bruchgebirge aus. Sie hat nicht nur das Bohnerz und fast alles Oligocän von den Horsten abgetragen, sondern auch bis tief in den Dogger hinab alles abermals eingeebnet und die Gräben und Horste in der Oberflächenform verwischt. Diese zweite Abrasion greift also vielfach tief unter die erste hinab. Zur Bolus- und Bohnerzbildung war es aber vor der zweiten Transgression nicht gekommen; offenbar fehlte die lange ruhige Zeit bloß chemischer Auslaugung. Auf dieser vielleicht terrestrisch entstandenen, dann aber auch noch durch Meerabrasion geebneten Fläche transgrediert nun wieder das Vindobon-Meer mit Muschel-Agglomeraten, und zwar in der Regel auf um so älteren Schichten, je weiter wir gegen N und NW gehen.

Für die mittelmiocäne Transgression ist, wie F. Mühlberg schon 1893 hervorhebt, bezeichnend, daß sie sich auf um so ältere Schichten legt, je nördlicher sie greift. Er findet sarmatische Nagelfluh S Diegten auf Oligocän. Bei Niederdorf N Waldenburg hat die zweite Abrasion schon Oligocän und Bohnerz samt der älteren Abrasionsfläche abgetragen, so daß die sarmatische Juranagelfluh auf mittlerem Malm aufsitzt. Bei Diegten und N Eptingen liegt sie auf Oxford, marine Molasse bei Tenniken S Sissach auf oberem Hauptrogenstein, Juranagelfluh bei Luchern S Sissach auf unterem Dogger. Die Oligocän-Miocän-Denudation war also im nördlichen Teil schon damals stärker, als im südlichen, wohl infolge davon, daß das Abfallen der älteren Schichten vom Schwarzwald nach S schon deutlich ausgebildet war. Dagegen ist noch nirgends sarmatische Juranagelfluh auf Trias liegend gefunden worden. Erst das Diluvium greift auf die Trias hinab.

Die Transgression des Vindobonien und Sarmatien auf Dogger bis Oligocän ist weit herum zusammenhängend sichtbar. Sie ist stellenweise noch heute morphologisch erhalten in Teilen der höchsten Plateauflächen des Tafeljura, die relativ wenig veränderte Reste der vindobonischen und sarmatischen Aufschüttungsebene sind. Die Aussüßung des Vindobon-Meeres geschah durch Auffüllung und wohl auch durch Hebung. Die Abschwemmung vom Schwarzwald-Plateau und den schon höheren Stellen des damit zusammenhängenden Tafeljura lieferte die sarmatische Juranagelfluh, die wie die marine vindobone Molasse die Erosionsflächen und die Brüche der Unterlage glatt überdeckte.

Der Hauenstein-Basistunnel hat einen sehr merkwürdigen Aufschluß geliefert (Buxtorf, Eclogae 1915). Die mit ca. 20° gegen S sinkenden Schichten am S-Rande des Tafeljura, Dogger und Argovien, zeigen oben eine horizontale Abrasionsfläche, auf welcher das Obermiocän, zum Teil mit Basal-Konglomerat, viel flacher S-fallend, diskordant aufsitzt. Darüber folgt die Überschiebung durch den Kettenjura. Die spätestens altmiocäne Abrasion hat also hier am überdeckten S-Rand des Tafeljura schon schiefe Schichtlage getroffen und in derselben bis tief in den Dogger hinabgegriffen. Mir scheint, diese prämiocäne Abbiegung des Tafeljura gegen S bedeute den eigentlichen S-Rand oder S-Fuß des Schwarzwaldes (Fig. 99).

3. Nachmiocän folgt eine dritte Erosionszeit, die sich bis auf den heutigen Tag fortsetzt. Erst diese hat die jetzige Talbildung geschaffen (S. 570 u. Tafel XXI).

Faltungen im Tafeljura von Birs bis Tiersteinberg (Tafel XX).

Es ist nicht verwunderlich, wenn der Horizontalschub, der den Kettenjura gebildet hat, sich nicht bloß in dessen Faltungen und Randüberschiebungen erschöpft, sondern auch hie und da noch im Tafeljura eine Falte aufgestaut hat. Der gleiche Fall ist uns auch schon aus dem westlichen Tafeljura (Elsgau) bekannt.

Im westlichsten Teil des Tafeljura, gleich östlich des Rheintalgrabens und nördlich der Brandungskette, verlaufen die Wisig- und die Steineggfalte. Ähnliche Erscheinungen beobachtet man bei Titterten und Arboldswil. Weiter westlich folgt die Hombergkette.

Die Wisigfalte und die Steineggfalte gehören eigentlich noch jenen Ketten an, die der Brandungskette vorliegen, da wo kein Plateaujura, sondern der Rheintalgraben das Vorland bildet. Sie setzen zwischen Rangiers- und Blauenkette ein und streichen südlich des Gempenplateau in den Tafeljura hinein. An einem N—S-Bruch setzen sie ab, bilden in nördlich verschobener Fortsetzung S Seewen nach F. Mühlberg Überschiebungsklippen und weiter östlich im Holzberg drei Über-

schiebungsschuppen, die aber an der hinteren Frenke auslaufen. Diese Gegend, die von allen Kartenblättern unglücklich zerschnitten wird, würde eine ganz eingehende Untersuchung verdienen.

Geht man von W nach E auf dem Tafeljura dem Überschiebungsrand des Kettenjura entlang, so sieht man zwischen Titterten und Arboldswil in der unter den Überschiebungsklippen liegenden normalen Schichtfolge des Tafeljura zwei sanfte Gewölbeaufbiegungen, die aber bald sich wieder ausglätten.

S Bonnwil, wo die Berge der Muschelkalkschuppen durch Erosion südlich zurückgedrängt sind, taucht unter dem übergeschobenen Kettenjura eine kräftige Falte, die Hombergkette in den unterliegenden südlichsten Teilen des Tafeljura auf. Sie durchspannt wie eine Sehne von 10 km Länge die südliche Ausbiegung der Muschelkalkberge der Brandungsketten. Sie wird zwischen Eptingen und Diegten von der Klus des oberen Diegterbaches, zwischen Läufelfingen und Bukten in ganz entsprechender Weise vom Hombergerbach durchschnitten. Eptingen und Läufelfingen liegen zwischen der Sehne und dem Bogen. Haselberg, Nebemberg, Hard, Homberg gehören dem Gewölberücken der in der Sehne verlaufenden Falte an. Dann sticht sie unter dem überschobenen Wisenberg durch, bildet bei Zeglingen den Sprüsel, ist auch im Hauensteinbasistunnel gedoppelt getroffen worden und sinkt, von Molasse bedeckt und zugleich sich ausglättend, östlich endgültig tief unter die Muschelkalkschuppen. Südlich der Hombergkette kommen im tafelförmig gelagerten Gebirge noch zwei kleinere gewölbeförmige Aufpressungen nördlich Eptingen zum Vorschein. Sie sind kleine begleitende Nebenfalten der Hombergkette (Gewölbe von Dangern-Witwald).

Die Hombergkette ist bald ein einfaches Gewölbe, fast immer stark im Sinne des Jura nördlich überliegend; in der mittleren Partie hat sie Scheitelbruch und nördlich überliegende Gewölbeumbiegung. Beiderseits Läufelfingen ist sie bei tiefer Lage des Tafeljura durch eine Molassezone von den Muschelkalkbergen der Brandungszone getrennt. Die die Hombergkette umgebende Molasse ist mit ihr aufgefaltet und oben abgewittert oder abgeschürft. Von den N—S verlaufenden Brüchen des Tafeljura sind in der Hombergkette nur einige kurze unbedeutende Stücke zu sehen. Mit denselben scheint hie und da Formwechsel im Gewölbe zusammenzufallen. Ältere Schichten als Keuper beteiligen sich nicht an diesen Vorfalten; nirgends sticht der Muschelkalk aus; gehäufter Keuper füllt die Gewölbekerne. Zu vergleichen ist die geol. Karte und Profilserie von F. Mühlberg 1:25000 („Beiträge", Spezialkarte 73 und Blatt 73 b).

Man kann die Hombergkette als eine Vorkette des Kettenjura zu diesem rechnen, oder man kann sagen, daß hier der Tafeljura gefaltet ist. Das erstere scheint mir passender, weil die Dislokation, die sie geschaffen hat, nach Art und Zeit kettenjurassisch ist. Sicher aber ist sie eine Falte im südlichsten Teil des Tafeljura. Hier greift eben die Mechanik des Kettenjura etwas in das Gebiet des Tafeljura hinein, wie andernorts hie und da auch umgekehrt.

An mehreren andern Orten mag ähnliches sich wiederholen, wird aber für die Beobachtung durch die überschobenen Massen verdeckt. Weiter nördlich gegen den Rhein findet sich im Tafeljura westlich Tiersteinberg keine Falte mehr.

Überall, wo sich Spuren von Faltungen auch im Tafeljura finden, ist das Obermiocän mitgefaltet. Sie streichen wie der Kettenjura und sind postsarmatisch. Es gibt im Tafeljura keine selbständige ältere, nachhercynische Faltung.

Zur Theorie der Tektonik des Tafeljura.

Über den Mechanismus der Dislokationen des Tafeljura und über ihre Ursachen finden wir in der Literatur verschiedene Spekulationen, z. B. bei v. Bubnoff und v. Huene. Dabei überwiegt noch das Unzutreffende. Gewiß muß der Druck in geeignetem Material Spalten in der Druckrichtung erzeugen, und wenn Ausweichen in der dazu senkrechten Richtung möglich ist, so werden sie klaffend und bieten Raum für „Keilgräben". Allein wenn der eine Bruchrand eines Grabens so untief

ist, wie v. Bubnoff annimmt, ist nicht einzusehen, wie das zwischen ihm und dem Hauptbruch gelegene Keilstück tiefer sinken konnte als der gesunkene Flügel des Hauptbruches. Das Neueste auf diesem Gebiet ist die „Theorie der Keilgrabenbildung" von Buxtorf (Verhandl. natf. Ges. Basel 1914).

Buxtorf geht davon aus, daß die Blätter eines aufrechtstehenden Papierstockes beim Zusammenstoßen keilförmig klaffen, „Keilgräben" bilden. Das Experiment wäre aber nur dann auf die Keilbrüche des Tafeljura anwendbar, wenn dort die Schichten senkrecht und den Brüchen parallel streichend stünden! Horizontale Transversalverschiebungen an den Tafeljurabrüchen werden zwar nicht beobachtet, aber vermutet und daraufhin dann „das einzige Torsionsfeld" entdeckt, „das wir auf Schweizerboden kennen". Der Hauptgedanke von Buxtorf besteht darin, daß der alpine Druck am Widerstande des Schwarzwaldes die Keilgrabenbüschel erzeugt habe. Nun war es aber Buxtorf selbst, der zuerst mit Sicherheit das höhere oligocäne Alter dieser Verwerfungen gegenüber der postmiocänen, von den Alpen herkommenden Faltung nachgewiesen hat. So muß ihm denn die weitere Hypothese helfen, es sei schon oligocän ein Alpendruck vorhanden gewesen. Sonderbar: der alpine Seitendruck soll am Widerstande des Schwarzwaldes in der Oligocänzeit nur Verwerfungen mit Torsion, in der Postmiocänzeit nur Falten oder Überschiebungen erzeugt haben. In der Oligocänzeit war aber der Schwarzwald noch kaum da, er konnte noch nicht der gewünschte Stein des Anstoßes für die Brüche sein. Die Drehung der letzteren und die Dehnung gegen Westen, die anscheinend stattgefunden hat, bleibt auch in Buxtorfs Theorie noch unerklärt, denn der Rheintalgraben konnte dafür keinen Raum freigeben, weil er noch nicht vorhanden war und nachher, selbst ein Keilgraben, solchen verlangte. Buxtorf schließt sodann: „Der gelegentlich gebrauchte Name ‚schwarzwäldische Brüche' ist ganz zu verwerfen, denn sämtliche Brucherscheinungen bleiben dem Schwarzwald fern, der Schwarzwald kommt nur als Widerstand in Betracht". Daß wir, im Gegensatz damit, den Tafeljura zum Schwarzwalde rechnen und seine Brüche auch fortan schwarzwäldisch nennen, ist sehr berechtigt, denn die Schichten des Tafeljura steigen mit dem Schwarzwald gegen N auf; ihr N-Rand ist meistens bloßer Abwitterungs- und Erosionsrand: die Brüche endigen einerseits am Südrand des Tafeljura und andererseits finden wir sie bis tief in den Schwarzwald hinein (z. B. Bonndorf, Kandern usw.). Der größte, mit denen des Tafeljura harmonische Bruch, der Rheintalgrabenbruch, verläuft dem ganzen W-Rand des Schwarzwaldes entlang; er ist wahrlich ein Schwarzwälder!

Viel natürlicher scheint es mir, die Tafeljurabrüche demjenigen Erdrindendruck zuzuschreiben, der den Schwarzwald gestaut hatte und in dessen Region sie sich ja allein finden, und die Dehnung, welche die Keilgräben ermöglichte, von der breiten Aufwölbung der Schichten um das breite S-Ende von Schwarzwald und Vogesen abzuleiten. So bleiben Vogesen und Schwarzwald mit Tafeljura nach Raum und Zeit säuberlich tektonisch geschieden von Alpen und Kettenjura, übereinstimmend mit dem Unterschied in Form, Bau und Alter.

3. Oberflächengestaltung des Tafeljura von der Birs bis zum Tiersteinberg.

Wenn wir das Gebiet des westlichen Tafeljura, dessen Tektonik wir eben kennen gelernt haben, in einem guten Relief oder auf einer guten Karte überblicken, so fällt sofort auf, daß die Verteilung und Formung von Berg und Tal reines Werk der Erosion und Verwitterung ist. Das Gebiet der Ergolz weist die genau gleichen Formen auf wie das Fricktalgebiet, obschon das erstere von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt ist, das letztere nicht. In ausgeebnete Plateauflächen der vindobonischen oder sarmatischen Aufschüttung und der pliocänen Einebnung haben sich baumförmig flußaufwärts verzweigte Talsysteme eingegraben, zwischen denen ausgelappte Stücke der Hochfläche erhalten geblieben sind, die unterdessen nur

etwas Verwitterungsmodellierung nach dem Prinzip: Herausschälen des Widerstandsfähigen, erfahren haben. In der Verteilung von Berg und Tal und im Lauf der Flüsse ist gar nichts von den Verwerfungen, von dem in N-S bis NE-SW verlaufende Streifen zerhackten, innern Bau der Berge zu sehen. Nehmen wir geologische Karten zur Hand, wie Buxtorfs Gelterkinden- oder Mühlbergs Hauensteingebiet, so sehen wir, wie die Talläufe und die dazwischen gebliebenen Bergrücken wechselnd in beliebiger Richtung quer oder schief oder parallel den Horststreifen und Grabenbrüchen verlaufen. In der Umgebung von Gelterkinden streichen die Horste und Gräben quer über die Berge und Täler, ohne die Gestalt der Bergrücken oder den Lauf der Täler durch den sprunghaften Wechsel der Gesteine zu beeinflussen. Gleiches wiederholt sich überall. Noch auffallender wird der Widerspruch zwischen innerem tektonischem Bau des Gebirges und äußerer Gestalt im südlichsten Teil des Tafeljura, wo die Talläufe vom Rande des Kettenjura weg mit N-S Richtung mehr oder weniger parallel den Brüchen verlaufen (Tal der hinteren und vorderen Frenke, des Diegterbaches, des Homburgerbaches, des Zeglingerbaches usw.). Hier fallen öfter die Taleinschnitte in die Horststreifen und die Gräben auf Bergrücken! So laufen das Diegterbachtal (Diegten bis Tenniken) und das Homburgerbachtal (Läufelfingen bis Sommerau), parallel nach N, 150 m tief in gleichstreichende Doggerhorststreifen eingeschnitten, während zwischen beiden durch den Bergrücken ein Einbruchsgraben mit Malm, Bohnerz und Oligocän zieht, der in der äußeren Gestalt sich gar nicht sichtbar macht (Fig. 87).

Nicht einmal der große Wehratalbruch kann sich rühmen, die Talbildung zu beherrschen. Dort setzt das Muschelkalkplateau noch gegen E über den Fluß fort, und die Verwerfung liegt im Berge 1 km E des Flusses. Wo zufällig Verwerfungen und Flüsse gleichgerichtet sind, da liegt doch fast immer der Fluß außerhalb des Bruches. Die Täler sind auch hier keine ausgespülte Spalten. Talweg und Verwerfungen, neue Form und alter Bau nehmen im Tafeljura fast keine Rücksicht aufeinander.

Die durch die Dislokationen vormiocän vorübergehend geschaffene Orographie muß also wieder vollständig überwältigt und von der Erdoberfläche weggewischt worden sein, bevor die Anfänge der jetzigen Talbildung eingesetzt haben. Dies war bereits zur Mittelmiocänzeit geschehen. Die jetzigen Talläufe haben erst begonnen, nachdem die oligocän zerstückelte, untermiocän eingeebnete und von der Transgression von Mittel- und Obermiocän überdeckte Ebene entstanden war. Dort oben über der Platte der vindobonischen Muschelsandsteine und der sarmatischen Nagelfluh mit Heliciten-Mergeln konnten die Flüsse allerdings nicht ahnen, wie die Brüche in der zugedeckten Tiefe gerichtet sind, und so hat das Talsystem nach reinen Erosionsgesetzen sich nach Hebung der Miocänplatte in der Pliocänzeit angelegt. Längst ist festgestellt, daß ein sich einschneidender Fluß nicht nach rechts oder links frägt, sondern sich eben da vertieft, wohin die jetzt verschwundene ursprüngliche Festlandsfläche ihn gewiesen hat. Wie es dort oben begonnen hatte, projizierte sich das Flußsystem vertikal einschneidend in die Tiefe. Die Reste der endmiocänen Oberfläche blieben als relativ stabile Plateaufläche zwischen den Talfurchen erhalten.

Sehr auffallend ist die Grenzzone zwischen Tafel- und Kettenjura gestaltet. Die Plateauflächen zwischen den S-N verlaufenden Tälern stoßen plötzlich an den scharfen, W-E streichenden Ketten ab. Auf den flachen Bergrücken zwischen den Tälern sind noch in Form von Tafeljura die Reste der überschobenen Platten des Kettenjura erhalten geblieben, die auf den S-Rand des Tafeljura hinausgreifen und sich seinen Formen anschmiegen. Wenig weiter südlich dagegen, im Kettenjura, unter dem kein Tafeljura mehr liegt, wird plötzlich die Gestalt der Berge ganz durch die Ketten beherrscht. Dagegen setzen die S-N gerichteten Täler des Tafeljura rückwärts in und durch den Kettenjura hinein fort. Manche haben die Ketten fast ganz durchschnitten (Vordere Frenke südlich hinauf über Niederdorf, Oberdorf, Waldenburg, Langenbruck bis Ruine Alt Bechburg), andere haben wenigstens Paßübergänge erzeugt (Diegtertal gegen S über Eptingen bis Neuhaus-Kalthöhe, Homburgerbachtal über Läufelfingen zum Hauensteinpaß, das Zeglingerbachtal durchschnitt den Wisenberg und erzeugte den Kessel von Wisen bis an den Lochmattpaß usw.). In diesen Gebieten des Kettenjura erscheinen die tektonisch bedingten Längstäler nur als Nebentäler der vom Tafeljura rückwärts fortsetzenden, die Wasserabfuhr aus dem Kettenjura bewältigenden Quertäler. Die Berge gehören hier zum Kettenjura, die Täler zum Tafeljura. Stellenweise geht die Formenmischung der beiden Gebirge noch weiter: In den Überschiebungsklippen und in einigen Falten greift der Kettenjura mit seiner Tektonik in das Formengebiet des Tafeljura hinaus. Die beiden Gebirge sind in ihrer Grenzregion in Form und Bau wie verzahnt.

Dieses Verhältnis ist verständlich, weil die Kettendislokation und die Talbildung im Tafeljura in der Hauptsache Vorgänge des gleichen Zeitabschnittes (pliocän) sind. Die Quertäler, welche einheitlich durch Ketten- und Tafelgebiet schneiden, sind wahrscheinlich ehemalige (antecedente) Talwege aus der prädiluvialen oder gar präpliocänen Penneplain des Molasselandes nach N.

Der gewaltige Westrandbruch des Schwarzwaldes allerdings, der ausgedehntes Gebirge von ausgedehntem Tiefland sondert, wirkte anders als die Brüche innerhalb des Tafeljura. Er regiert die ganze Talbildung, indem er den fließenden Wassern ihre Erosionsbasis gegeben hat.

Es gibt nun allerdings Geologen, welche entgegenhalten, man sehe oft noch jetzt in der Form sofort die Tektonik: Abgesehen vom Rheintalgraben sei auch der Eichbühlgraben ein Tal; der Zuzger- und der Spitzgraben bilden Pässe; an einigen Stellen fließe das Wasser längs des festen Flügels eines Bruches; im leichter Zerstörbaren finde sich der Talweg. Gewiß, solche Fälle sind reichlich anzuführen, sobald wir das feinere Detail der Formen prüfen. Hier ist aber stets die Form nicht durch die Dislokation direkt erzeugt worden, sondern die Verwitterung hat den Dislokationsbau erst später und heute wieder herauszuschälen und sichtbar zu machen vermocht, da wo er während einigen geologischen Zeitabschnitten verdeckt geblieben war.

Es gibt im jetzigen Tafeljura keine Formen, die schon prämiocän durch Dislokation erzeugt worden wären und sich bis heute erhalten hätten, mit einziger Ausnahme vom Abbruch des Tafeljura am Rheintalgraben. Die ältesten erhaltenen morphologischen Glieder des

Landes, immerhin etwas abgetragen, sind Reste der vindobonischen und sarmatischen Aufschüttungsdecke in der zunächst dem Kettenjura vorliegenden Zone des Tafeljura (Lampenberg-Abendsmatt 600 m, Ebnet beiderseits Bennwil 550—600 m, bis Lägerz und Zunzgerhöhe 612, Rücken von Känerkinden bis Tennikerfluh mit Sonnenberg 584, Asphöhe 630, Tennikerfluh, Tannenacker N Häfelfingen 600, bis Gutisbühl 612, Rünenberg 614, Flächen NW Zeglingen 600—622, Kleffenberg bei Anwil 612, nördlich Kienberg 713 m, und einige Flächenreste bis hinaus auf den Bötzberg). Es scheint, daß in diesem Gebiet die Auflagerungsfläche des Vindobonien und Sarmatien gegen N sanft ansteigt, während die sarmatische Aufschüttungsfläche, soviel sich trotz unregelmäßigem Abtrag erkennen läßt, fast horizontal war. Das stimmt damit überein, daß die schwarzwäldische Hebung des Tafeljura älter ist als die Plateaufläche („obermiocäne Rumpffläche" Braun) von über 600 m. Die letztere fällt, entgegen ihrer Schichtunterlage, nicht vom Schwarzwald ab.

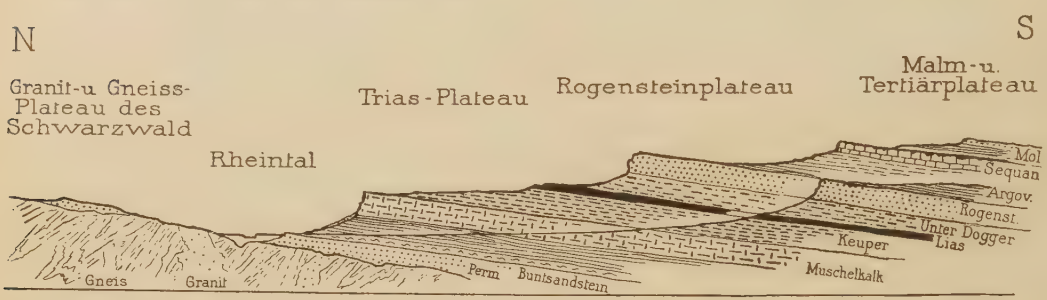


Fig. 88.
Schema der Verwitterungsstufen im Tafeljura.

In der südlichsten Zone des Tafeljura, welche zum Teil noch von den Überschiebungen des Kettenjura betroffen ist, sind abgesehen von den Talfurchen, da wo der Malm entblößt ist, mindestens 100—150 m Miocän abgetragen worden. Wo der Dogger die ausgedehntesten Bergrücken bildet, fehlen weitere 100 m. Von den Muschelkalkplateaux sind im ganzen seit Oligocän 600 m abgetragen worden, und wo der Rhein über kristallines Schwarzwaldgebirge fließt wie bei Laufenburg, sind in den Zeitabschnitten des Oligocän, Altmiocän, Pliocän und Diluvium zusammen über 1000 m Gestein abgeräumt worden. Diese Verwitterung, welche im kleinen oft die alte Anatomie des Gebirges etwas herauspräparierte, hat in der Gesamtgestalt den oligocän entstandenen inneren Bau ganz zur Unauffälligkeit überwältigt.

Je weiter wir gegen E gehen, um so durchgreifender und einfacher wird der Plateaustufenbau im Tafeljura. Im großen und ganzen ist es das Fallen der Schichten nach S einerseits, das Fallen der Erosions- und Abwitterungsfläche vom Kettenjura nach N an den Rhein andererseits, welche dazu führten, im Tafeljura von S nach N immer tiefere Schichten zu entblößen (Fig. 88).

Wenn man vom Schwarzwald gegen den Tafeljura blickt, erkennt man, daß er vom Rheine weg in mehreren Steilstufen zu Plateaustufen aufsteigt. Diese Stufen erstrecken sich W-E, sind aber von rückwärts verzweigten

Tälern in Stücke zerschnitten, so daß die gebliebenen, bald bewaldeten, bald mit Wiesen, Feldern und Dörfern besetzten Hochflächen stark gegliederte Umrisse mit tiefen Einbuchtungen und Vorsprüngen zeigen. Die gegen N gerichteten Steilabstürze der Hochflächen sind fast immer bewaldet oder bilden auch kahle Felswände. Die Steilstufen der gewaltigen, trotz S fallender Schichten vom Rheine aus südlich emporsteigenden Treppe werden durch feste Schichtkomplexe bewirkt, welche die darunter liegenden Mergel vor Abtragung schützen. Diese Stufen sind also durch Stratigraphie und Verwitterungsmodellierung bedingt (vergl. Fig. 88).

Die tiefste Stufe des Tafeljura vom Rhein gegen S wird durch den Schichtenkomplex des Muschelkalkes erzeugt. Ihr gehören von W nach E die Tafelberge an: Dinkelberg nördlich des Rheines; südlich des Rheines: Schönenberg, Neuberg, Chriesiberg, Lohnberg, Katzenfluh, Kaisterberg, Ebneberg, Schwarzrain, Rütiberg, Wandfluh, Berg S Coblenz. Dann wird die Stufe vom Rheine schief durchschnitten und erscheint nördlich desselben im Haspel und Hungerberg bei Waldshut und beiderseits der Wutach bis Bonndorf hinauf. Auf den Flächen dieser Stufe erscheinen stellenweise die Reste von Keuper und Lias. Die harten Bänke des letzteren mit den Gryphitenkalken bilden manchmal eine höhere Zwischenstufe. Diese ist im Bergrücken zwischen Klettgau und Wutachtal und am Heuberg S Laufenburg recht ausgedehnt entwickelt.

Die mittlere Hauptstufe wird erzeugt durch den Hauptrogenstein des Dogger, der oft in hellen, kahlen Wänden um ihre Hochflächen herumzieht. Dieser Doggerstufe gehören an: Wartenberg bei Muttenz, die Tafelberge um Liestal und südlich der Ergolz, Halmet, Oensberg, Sonnenberg; Kienberg, Farnsberg, Buschberg, Tiersteinberg, Kornberg, Frickberg, Schinberg, Kaisacker, Bürerhorn, Laubberg, Wassenberg. Östlich des Aarequertales ist noch der Achenberg bei Zurzach zu nennen. Dann verliert sich die Rogensteinstufe, weil der feste Hauptrogenstein allmählich in die mergelige, schwäbische Fazies der Parkinsoni-Thone übergeht.

Die Kante des südlichsten höchsten Plateau wird durch den Malm gebildet. Im W, in den Flächen des Gempenplateau zwischen Birs und Ergolz, finden wir das Rauracien. Weiter östlich ist die Malmstufe wenig prägnant ausgebildet, weil der Malm in der Eocän- und wieder in der Oligocänzeit zu tief erodiert worden ist und seine Reste zu schwach sind. Dagegen erholt sich das Malmplateau mit den Geißbergschichten (unteres Sequan) am Bötzberg und Geißberg. Gegen NE folgt in Sequan- und Kimmeridgeschichten eine prachtvolle Entwicklung der Malmplateaustufe an der S-Seite des Klettgau und besonders im ganzen Gebirge nördlich Schaffhausen, dem Randen. Vielfach sind auf den geschützteren Teilen des Malmplateau noch Reste von Tertiär erhalten geblieben.

Sämtliche 3 Stufen: die Triasstufe (Muschelkalk), Doggerstufe (Rogenstein) und Malmstufe, von N nach S folgend, sind besonders deutlich zwischen Fricktal und Aare entwickelt. Hie und da sind auch untergeordnete Zwischenstufen ausgebildet. Wir haben schon diejenige des Lias genannt. Auch die hydraulischen Kalke der Effingerschichten bilden eine Stufe, die von der Sennhütte N Effingen bis zur Bürersteig, sowie N Villigen entwickelt ist.

Im Quertal der Aare und von dort abwärts in das Tafeljuragebiet eindringend, treffen wir noch eine andere Plateaufläche, es ist diejenige der Deckenschotter. Ihr Gefälle läuft nicht mit den Trias- und Juraschichten, sondern mit dem Tal, und sie greift diskordant eingeschachtelt bis zwischen die stratigraphisch und tektonisch bedingten und erosiv herauspräparierten Stufen des Tafeljura hinein und herab. E der Aare hingegen erscheinen, rein morphologisch betrachtet, die Deckenschotter ganz wie eine weitere südlichere höchste Stufe des Tafeljura, freilich mit flach widerläufigem, nach NW gerichtetem Gefälle.

Vom Schwarzwald aus gegen S gehend, treffen wir also folgende orographische Stufen, von denen stets die nördlichere gegen die überragende südlichere etwas einsinkt (S. 571):

Übersicht über den zeitlichen Gang der orogenetischen Ereignisse im Tafeljura (vergl. Tafel XXI daneben).

Zeit des	Vorgänge
Alluvium, Gegenwart Fig. f	Verwitterung, Erosion und Alluvion fortdauernd
Diluvium Fig. f	Ausbildung und Vertiefung der Talwege um 100—250 m. Erneute Vertiefung des Rheintalgrabens und Bewegung auf einigen Brüchen des Tafeljura. Ausmodellierung der jetzigen Oberfläche des Tafeljura. Schotterterrassen
Pliocän, Pontien Fig. e	Hebung des ganzen Gebietes um über 300 m, Wiederbelebung einzelner Verwerfungen, Anstoßen des Kettenjura. Damit dritte tertiäre Erosionsexposition. Erste Anlage des Rheintalweges Bodensee—Basel, Anlage der Erosionstäler des Tafeljura
Sarmatien Fig. d	Aussüßung und Teilung des Meeres, Abspülung des Schwarzwaldes zur Bildung der Juranagelfluh der Helicitenmergel und anderer oberer Süßwassermolasse. Ausbildung der jetzt noch als Plateaufläche zum Teil erhaltenen Ebene
Vindobonien Fig. d	Zweite tertiäre Transgression des Meeres, fortschreitend gegen N über die Schichtenköpfe stets älterer S fallender Schichten. Ablagerung des Tennikerkonglomerates und des Randengrobkalkes
Burdigalien	Zweite tertiäre Abrasion, erst festländische, dann marine vollständige Ausebnung der Horste und Gräben
Anfang Miocän Fig. c Mittel- u. Oberoligocän	Der Einbruch des Rheintalgrabens beginnt; der Schwarzwald mit dem Tafeljura steigt zum Plateaugebirge auf. Dislokation. Zahlreiche Verwerfungen durchsetzen den Südfuß des Schwarzwaldes mit dem Tafeljura. N—S streichende Graben und Horste bilden Bergrippen
Unteroligocän Fig. b	Senkung des Jura-Bohnerzkontinentes, Transgression des oligocänen Molassemeeres
Eocän Fig. a	Tümpel mit Bildung obereocäner Süßwasserkalke über Bohnerzton. Der ganze Jura (Schwäbische Alb, Tafel- und Kettenjura bis in die autochthonen Alpen) wird Festland. Erste tertiäre Abrasion (festländische Abwitterung) von Kreide und Malm, gebietsweise (Basler- und Aargauerjura) bis ins Argovien hinabreichend. Gebietsweise Zusammenspülung der Auslaugungsrückstände als Bohnerzformation in Karrenlöchern und Schloten und in den flacheren Becken der flachwelligen Juralandschaft
Kreide	Marine Ablagerungen im SW stärker bis und mit Cenomanien, im Mitteljura schwächer, im NE Jura nicht nachweisbar, dort wahrscheinlich andauernd Festland
Purbeck	Brackwassertümpel, Brackwassermergel
Jura	Ablagerung von Lias, Dogger und Malm unter allmählicher Füllung des Meeres, zuletzt teilweise Trockenlegung

N S

Fig. f. post-diluvial

Fig. e. pliocaen

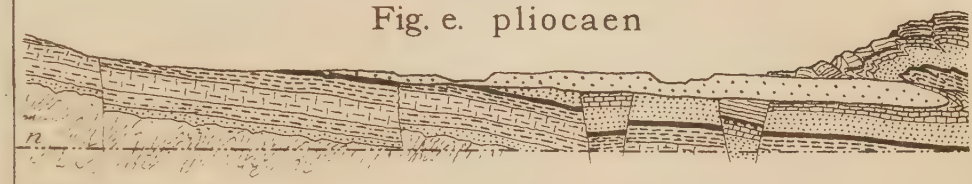


Fig. d. Ende Sarmatien

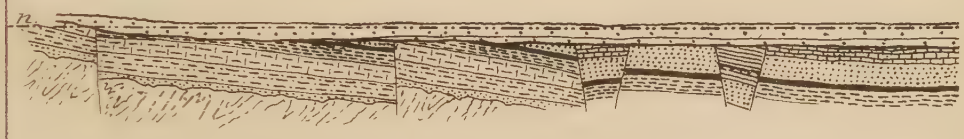


Fig. c. Anfang Miocaen

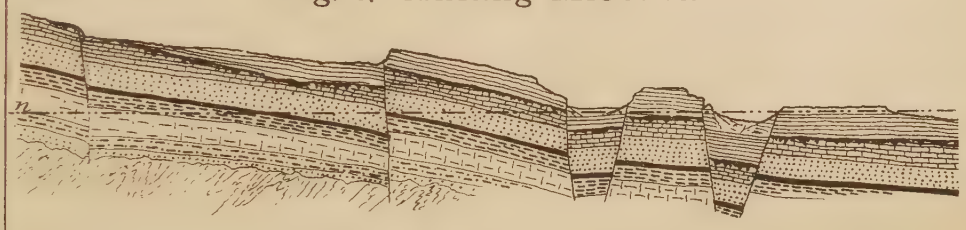


Fig. b. Mittel-Oligocaen

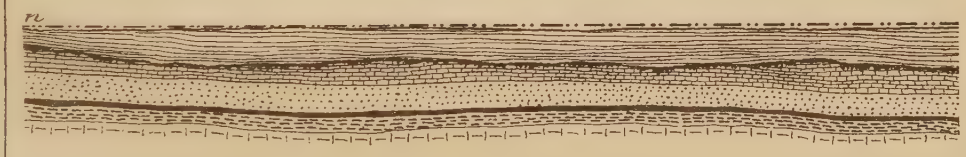
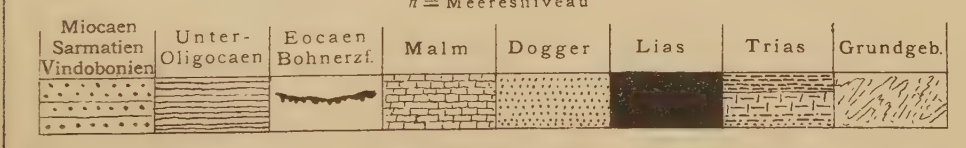


Fig. a. Ende Eocaen

n = Meeresniveau



Entwicklungsgeschichte des Tafeljura von Eocaen bis Gegenwart

Alb. Heim, Geologie der Schweiz

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

1. Gneis, Granit und Buntsandsteinplateau des Schwarzwaldes, N des Rhein und NW der Wutach.
2. Triasstufe (Muschelkalk).
3. Keuper-Lias-Stufe, lokal ausgebildet.
4. Doggerstufe (Hauptrogenstein).
5. Effingerschichten-Stufe, lokal ausgebildet.
6. Malmstufe (Rauracien, Sequanien, Kimmeridgien).
7. Sarmatische Aufschüttungs-Stufe (Juranagelfluh), oft mit Nr. 6 verschmelzend, südliche Zone bis unter den überschobenen Kettenjura, 600—700 m hoch.
8. Deckenschotterplateau im oberen Talgebiet, Deckenschotterterrassen talabwärts, unter Nr. 2—7 einsinkend.

Unsere obige Betrachtung war abgeschlossen, als die morphologische Untersuchung von G. Braun (Verhandl. naturf. Ges. Basel 1917) über das Rheingebiet von Waldshut bis Basel erschien. Ich kann sie deshalb nicht mehr vollauf berücksichtigen. Braun ist bei seinen Darlegungen von der morphologischen Betrachtung ausgegangen. Er weist zunächst darauf hin, daß östlich Basel 200 bis 250 m über dem Rheine sich eine ausgesprochene Plateaufläche in ca. 500 m findet; es ist seine „pliocäne Landterrasse", die wohl dem Sundgauschotter entspricht. Viel weiter S folgt eine abermals 200 m höhere Stufe von 600—700 m Meerhöhe, die er als obermiocäne, Brückner als pliocäne „Rumpffläche" annimmt. Diese reicht südlich bis an die Überschiebungszone des Kettenjura. Die beiden Stufenflächen sollen von Basel bis an die Aare zu verfolgen sein. Die Aare sei ursprünglich der Oberlauf der Donau gewesen. Auf der obermiocänen Rumpffläche am S-Fuß des Schwarzwaldes habe sich zuerst der pliocäne Vorrhein ausgebildet, die Sundgauschotter seien sein erstes Werk. Durch Rückwärtserosion griff er schon in der Pliocänzeit in das System der Donau ein, lenkte Aare, Reuß, Limmat, Bodenseerhein nach W ab. Der Vorrhein gewann die Oberhand über das Donaugebiet infolge der beständigen Senkung seiner Erosionsbasis im Rheintalgraben, im Gegensatz zum feststehenden Ablaufniveau der Donau. Die „obermiocäne Rumpffläche" sei deshalb durchschnitten worden, und die Deckenschotter lagerten sich später als Akkumulationsterrasse tiefer als Brauns „pliocäne Landterrasse" im Rheintale ein.

Man muß, wie mir scheint, jetzt vor die Aufgabe treten, die gewaltige Stufung von Berg und Tal im Plateaujura genauer auseinanderzulegen und zu kartieren nach den Anteilen, die zuzuschreiben sind: 1. alten, festländischen, vom Gestein in der Hauptsache unabhängig verlaufenden „Rumpfflächen", 2. Abtragsstufen, die durch Verwitterung nach Beschaffenheit und Lagerung des Gesteines modelliert sind, und 3. Flußerosionsstufen und Terrassen. Die drei Arten der Formung haben ineinander gegriffen.

Bergschlipfe und Bergstürze.

Die Umgestaltung der Oberfläche dauert fort wie in jedem Gebirge. Im Basler Tafeljura ist die Besonderheit ausgeprägt, daß große Rutschungen in und über den mächtigen Opalinusthonen entstehen, die durch anhaltende Regen erweichen und dann gletscherförmig abfließen. Ihr Ausweichen erzeugt rückwärtsgreifende Nachbrüche, die schließlich in Felsstürzen von der Rogensteinkante der Plateauberge endigen. Manche der Plateaureste sind ringsum von solchen Einbruchsnischen begrenzt, während die ausgewulsteten Mergel wie Lavaströme in den Talboden hinausreichen (Karte Gelterkinden 1 : 25000 von A. Buxtorf, siehe S und E Thürnen, Bökten, zwischen Gelterkinden und Ormalingen, rings um die Plateaux von Kienberg, Farnsberg, Kei und an zahlreichen andern Stellen). Der große Schlipf S Thürnen erfolgte im Herbst 1758; die Durchnässung der Unterlage, wie der Ausbruch der Nische im Rogenstein war erleichtert durch das Bruch-

paar eines Grabens, das hier am Plateaurand ausstreicht. Im Mai 1856 fand eine große Abrutschung N Bökten statt (Albr. Müller). Auch ganze Schichtfetzen der höheren Horizonte können schwimmend auf Opalinusmergel absinken (z. B. am Wischberg E-Abhang, nach Buxtorf). Im nördlichen Tafeljura finden sich viele Rutschungen in den Keupermergeln mit Nachbrüchen des Muschelkalkes. Es gibt keine Grenze und keinen Unterschied zwischen zahllosen Bewegungen, die in vorhistorischer Zeit stattgefunden haben bis zu denjenigen unserer Tage.

Quellen.

Im Tafeljura gibt es Schuttquellen, Felsschichtquellen und Felsspaltquellen. Die letzteren liegen recht häufig da, wo Verwerfungen oder andere Spalten in Kalkfels die Talböden erreichen. Die Muschelkalke, die Arietenkalke, die Basis der Murchisonaeschichten, die oberen Blagdenischichten, der Rogenstein und die splittrigen Kalklager des Malm bilden wasserführende Horizonte für Felsschichtquellen. In nicht stark von Verwerfungen durchsetzten Gebieten sind die Schichtquellen die häufigsten und regelmäßigsten, die fast nie versagen, wo eine undurchlässige Unterlage dieser wasserführenden Schichten möglichst tief ausstreicht. Aber auch hier ist die Mannigfaltigkeit groß; jede Quelle hat ihre Individualität; Übergangsformen sind häufig. So treten z. B. auch manche Spaltquellen auf der undurchlässigen unterliegenden Schicht als Schichtquellen zutage.

4. Der Tafeljura vom Tiersteinberg bis an die Aare.

Literatur:

Brändlin, Zur Geologie d. nördl. Aargauer Tafeljura zwischen Aare und Fricktal. Verh. naturf. Ges. Basel Bd. XXII 1911.

Die tektonischen Störungen.

Vom Tiersteinberg durch das ganze Gebiet des Fricktales bis an die Aare sind die drei Abwitterungsstufen von Trias, Dogger und Malm sehr schön entwickelt und weithin zu überschauen. Die Gesteinstafeln fallen 3—5°, die Plateauflächen einige Grade weniger gegen S oder SSE. Die Zerstückelung durch NS-Verwerfungen hat mit drei Keupergräben im Muschelkalk N Tiersteinberg aufgehört. Nur noch wenige unbedeutende Brüche sind zu finden.

Von N nach S verlaufende Brüche sind hier einzig bekannt:

Lügnerhalden-Verwerfung dicht W Leibstatt, Absenkung des E-Flügels im Muschelkalk zirka 100 m, vielleicht wie die Wandfluh-Verwerfuug an der NW-Seite des gleichen Berges nur Absenkung durch Ausweichen der unterliegenden Tone und Gipse, nicht als Dislokation entstanden.

Laufenburger-Bruch. Der westliche Heuberg mit seinem Muschelkalkplateau erscheint gegenüber dem Ebneberg um 50 m abgesunken. Streichen der auch am Fuß des Berges zu sehenden Verwerfung gegen NW; der Bruch ist beiderseits des Rheines unterhalb Laufenburg auch im Kristallinen zu sehen und schneidet das flußabwärts folgende Perm ab (Blösch).

E über Dorf Kaisten im Muschelkalk N-S streichender Bruch mit 30 m gesunkenem Westflügel.

Feuerberg S Oberfrick ca. 1 km langer Bruch im Dogger mit gesunkenem Westflügel.

Wessenberg W Mandach gegen NNE ca. 1 km lang laufender Bruch mit gesunkenem E-Flügel. Der Sinn dieses Bruches ist also der Regel entgegengerichtet.

Zwischen Fricktal und Aare verlaufen die beiden einzigen bedeutenden Störungen mehr oder weniger streichend. Es sind (Fig. 89a):

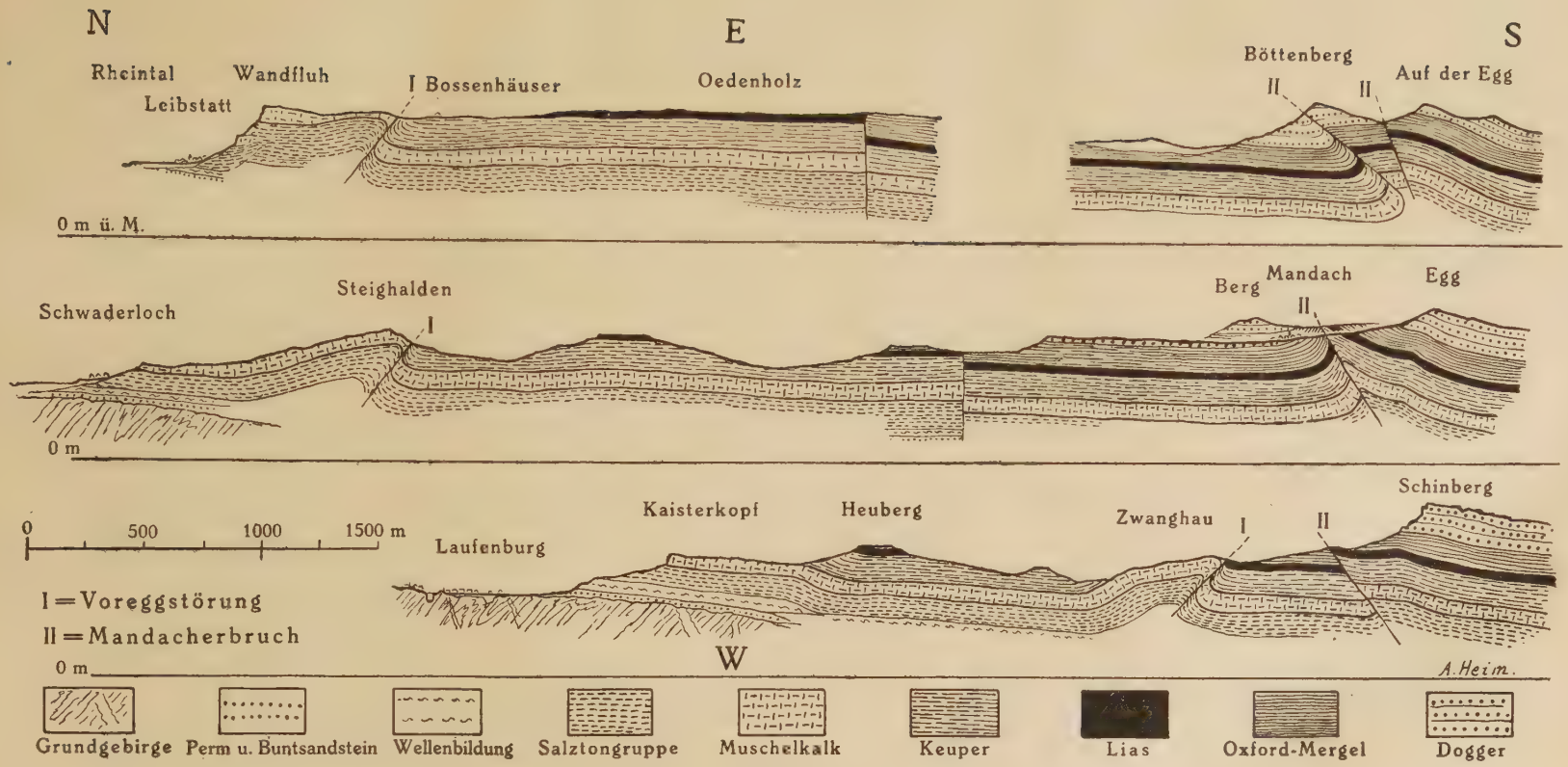


Fig. 89a.
Profile durch den Aargauer Tafeljura nach E. Brändlin.

1. Die Störungslinie Frick—Voregg—Mettau, Leibstatt, Felsenau, der „Oeschgen-Leibstatt-Aufbruch" von Brändlin, oder die „Voregg-Verwerfung" (Blösch). Diese Störungslinie ist zuerst von Mühlberg 1893 namhaft gemacht worden. Sie streicht gegen NE.

Blösch und Brändlin sind über ihre Deutung nicht einig und betrachten auch ihre östliche und westliche Endigung verschieden. Die Voregg-Störung ist eine relative Senkung des Südflügels, welche in verschiedenen Querprofilen 50—150 m beträgt. Auf ihrer ganzen Länge, nach Brändlin 10 km, sticht in den Plateauflächen wieder der Muschelkalk zwischen den nördlichen und südlichen Keuperflächen heraus („Aufbruchzone"). Blösch glaubt die Störung auf über 20 km Länge verfolgen zu können und hält sie für eine Verwerfung mit Schleppung. Nach der Profilserie von Brändlin ist sie eher eine ziemlich scharfe Falte, die südlich überliegt und deren Mittelschenkel öfter zerrissen ist. Ich halte die Voregg-Störung für eine Erscheinung des kettenjurassischen Horizontalschubes, eine Faltenverwerfung, aus folgenden Gründen: kettenjurassisches Streichen; deutlich ansteigender nördlicher Gewölbeschenkel; überkippter Südschenkel an einigen Stellen erhalten, Bruchfläche, entgegen der „Regel von Schmidt", eine Aufschubfläche.

Daß die Voregg-Störung bei Frick 6 km, bei Leibstatt sogar 12 km nördlich von dem zusammenhängenden Kettenjura liegt, ist kein Gegengrund. Daß sie der Regel des Kettenjura entgegen sich nach S übergelegt hat, war durch diese Entfernung ermöglicht und dadurch bewirkt, daß sie sich in den schon schief zum Schwarzwald ansteigenden Schichtmassen bilden mußte, wo der tiefere Fuß und der freiere Raum gegen S lag. Sie ist gewissermaßen eine Unterschiebung einer Tafel des Tafeljura in den Schwarzwaldfuß, eine Rückfaltung.

2. Die „Mandacher-Verwerfung" streicht gegen ENE und bildet mit der Voregg-Störung einen Winkel von 25 bis 27°, Spitze gegen W. Beide treffen sich am N-Abhang des Schinberges. Nach Brändlin hört am Treffpunkt die Voreggfalte auf, und der noch bis über Frick reichende Bruch ist die Mandacher-Verwerfung; nach Blösch kreuzen sie sich, und der Zweig bis Frick gehört zur Voregg-Verwerfung. Studer erwähnt die Mandacher-Verwerfung schon 1853. Mösch kartiert sie 1867 im Blatt III der geol. Karte der Schweiz 1 : 100 000. Die Mandacher-Verwerfung geht durch Obersulz über Galten, dicht südlich am Dorfe Mandach vorbei und erreicht unter Schmidberg S Böttstein die Aare. Von der Treffstelle mit der Voregg-Störung bis an die Aare mißt sie 13,5 km, von Frick bis an die Aare wären es 16 km, und rechnen wir noch die Flexur westlich Frick dazu, so wird sie 18 km lang.

Der Sinn der Mandacher-Verwerfung ist der Voregg-Überschiebung entgegen; diese beiden sind symmetrisch gestellt. Dem Winkelstück dazwischen fällt die Rolle eines Grabeneinbruches zu. Die Mandacher-Verwerfung verläuft dem Kettenjura völlig parallel, in 7 km Entfernung nördlich von demselben. Bei ihr ist stets der hohe Südflügel über den Nordflügel aufgeschoben, während die Bruchfläche an verschiedenen Stellen mit 45 bis 65°, an der Aare 60°, gegen S fällt. An manchen Stellen sinkt der Nordflügel sanft gegen den Bruch, manchmal ist er auch aufgestülpt. Der Südflügel fällt steiler, wenigstens 10°, gewöhnlich 20 bis 45° nach Süden; vielfach nehmen beide Antiklinalstellung an, und manchmal teilt sich der Bruch in mehrere schuppenförmige Aufschiebungen. Stets treten auf dem Bruche ältere Schichten an die Oberfläche heraus („Aufbruchszone").

Die Sprunghöhe wird angegeben: Zwischen Galten und Kaisacker: 30 m. Weiter westlich trifft man Gryphitenkalk über Humphriesianusschichten, Sprung 150 m. Zwischen Büren und Galten stößt unterer Lias an unteres Bajocien, Sprunghöhe 120 m. Zwischen Bürerhorn und Laubberg

berührt Arietitenkalk des Südflügels den Hauptrogenstein des Nordflügels, Sprunghöhe 150 m. Südlich Wessenberg bei Mandach liegen am Bruche Parkinsonischichten und Keuper in gleichem Niveau, Sprunghöhe über 150 m. Schmidberg an der Aare Sprunghöhe wenigstens 50 m.

Auch die Mandacher-Verwerfung ist nicht eine echte Verwerfung von primär vertikalem Sinne. Vielmehr scheint sie wie die Grenzzone des Kettenjura am Tafeljura eine durch horizontales Andrängen von S gegen den Schwarzwald entstandene Überschiebung zu sein. Vielleicht ist hier kein geschlossenes Gewölbe entstanden, sondern nur eine Aufknickung mit Aufschiebung des Südflügels, weil die Erosion schon tiefer abgedeckt hatte, so daß die darüber noch vorhandene tertiäre Schichtbelastung schon zu gering war. Die Mandacher-Verwerfung ist auch mit den Scheitelbrüchen mancher Jurafalten zu vergleichen. Der Bruch ist etwas verfrüht eingetreten und deshalb die Form der Dislokation etwas abweichend geworden. In solchem Lichte haben die früher genannten Sprunghöhen den Sinn von Überschiebungen auf dem Scheitelbruch eines Gewölbes und sind nur Bruchteile der gesamten Gewölbehöhe, die 200 bis 300 m betragen haben kann. Die Gewölbeumbiegung, falls sie als solche je bestanden hat, ist abgetragen.

Amsler hat es sehr wahrscheinlich gemacht, daß die Mandacher-Verwerfung noch über die Aare setzt, und daß die dort bei Ober-Endingen deutlich aufgeschlossene Abbiegung der Juraschichten, die sogenannte „Endingerflexur", deren letzte Spuren noch bei Kaiserstuhl am Rhein fühlbar sein sollen, als die Fortsetzung des Mandacherbruches zu gelten hat. Auch hier unterbricht das Aaretal die Dislokationslinien nicht; sein Einschnitt ist jünger als die Dislokation.

Von diesen beiden longitudinalen Störungen ist der Mandacher-Bruch, der in seinem Sinne auch am meisten an die Randüberschiebung des Kettenjura erinnert, viel bedeutender als die Voreggstörung. Wegen Abtrag des Tertiär kann das genauere Alter dieser beiden Dislokationen nicht bestimmt werden. Man kann nur sagen: sie sind jünger als Malm, älter als Deckenschotter. Ist aber die Endingerflexur die Fortsetzung der Mandacherstörung, so ist das postmiocäne Alter festgestellt, denn diese wird von der ganzen Molasse konkordant überbogen.

Etwas weiter südlich an der Aare bei Naßberg hat F. Mühlberg einen kurzen jurassisch streichenden Bruch mit gesunkenem Südflügel gefunden.

Der Tafeljura vom Tiersteinberg bis an die Aare ist also viel einfacher gebaut als der westliche Teil. N-S Brüche sind von geringer Bedeutung. Die beiden nach NE und ENE streichenden großen Störungen scheinen einen tektonischen Übergriff der Bewegungen des Kettenjura in den Tafeljura zu bedeuten. Beide sind durch Schub aus S, wahrscheinlich postsarmatisch, entstanden. Bei der nördlichen Störung ist wegen der höheren Stellung des Nordfußes die Mulde unterschoben, bei der südlichen normal das Gewölbe überschoben worden. Es hat also längs der Voregg-Linie eine Unterschiebung, längs der Mandacher-Linie eine Aufschiebung des Tafeljura gegen den Schwarzwald stattgefunden, und der Winkel zwischen beiden Störungslinien entspricht genau dem Auseinanderweichen von Schwarzwald und Kettenjura gegen E.

Gestaltung des Tafeljura östlich Tiersteinberg.

Die Oberflächengestaltung des Tafeljura vom Tiersteinberg bis an die Aare ist, wie ihre Geschichte, einfacher als im westlicheren Teil. Die eocäne Abrasionsfläche ist in diesem Gebiete fast durchweg überholt worden von der prävindobonischen, ohne daß hier zwischen beide fallende Zerstückelung durch Verwerfungen eingetreten wäre. Die Bohnerzformation, die wir westlich in Verwerfungsgräben geschützt und erhalten gefunden haben, fehlt hier im Fricktalgebiete und

bis an Rhein und Aare hinaus fast ganz. Einzig auf dem Geißbergplateau sind einige kleine Bohnerzreste geblieben. Die untere Süßwassermolasse, das Oligocän überhaupt, scheint ganz zu fehlen. Auch die Transgression des Vindobon ist nur im südlichen Randgebiete gegen den Kettenjura erhalten, wo sie eine starke Entwicklung findet (Bötzberggebiet). Im SE-Teile des in Betrachtung stehenden Stückes des Tafeljura fängt die Gabelung von Tafel- und Kettenjura an. Ersterer zieht sich gegen NE, letzterer ganz gegen E. So kommt es, daß die Schichtmassen des Tafeljura hier viel tiefer in den Winkel zwischen Tafeljura und nördliche Hauptkette eingesunken sind. Am Bötzbergplateau befindet sich die Auflagerung von miocäner Meeresmolasse auf Malm bei 540—550 m Meerhöhe. In etwa 2 km südlicherem Streichen bei Brugg ist sie auf Aareniveau (334 m) gesunken, und südlich davon bei Villnachern mag sie noch viel tiefer liegen. Dies beweist für die Trennungsstelle von Tafel- und Kettenjura ein viel steileres südliches Abfallen der Tafel (10—15°) als gewöhnlich. Dasselbe setzt an der Ifluh im NE-Winkel zwischen Limmat und Aare und weiter gegen ENE fort. Unten in diesem eingesunkenen Winkel von Umikon über Brugg ist denn auch die Bohnerzformation wieder geschützt erhalten geblieben. Die vormiocänen Abrasionen griffen beide gerade bis zum Bohnerz, und über dem Bohnerz lagert unmittelbar marines Miocän (vergl. „Beiträge", Spezialkarte Nr. 31 von Fr. Mühlberg).

Die hier entblößte südliche Randabbiegung des Tafeljura ist wahrscheinlich die Fortsetzung derjenigen im Hauensteinbasistunnel. Da dort die Schichten des Tafeljura unter einer diskordanten Obermiocän-Transgression mit ca. 20° S fallen, muß diese südliche Randabbiegung des Tafeljura älter sein als der Kettenjura, was übrigens von vorneherein zu erraten war. Also auch unter dem überschobenen Kettenjura behauptet der Tafeljura noch seine Eigenart, indem er das höhere Alter seiner Tektonik beweist. Sein Südrand ist eine steil südlich fallende Schwelle — der südliche Flexurrand des älteren Schwarzwaldes.

Wir stehen an dem großen breiten S-N Durchbruch der Aare durch das ganze Juragebirge, Ketten- wie Plateaujura. Schon in pontischer Zeit war der Schwarzwaldrhein in das Gebiet der Donau eingebrochen und hatte deren Oberlauf, die Aare, nach Westen abgelenkt; der Aaredurchbruch durch den Jura war noch früher angelegt. In der Pliocänzeit behauptete er sich trotz der ihn querenden Faltungsbewegungen. In der Deckenschotterzeit lag sein Boden schon 150 m unter dem Plateau der sarmatischen Aufschüttung und der Geißbergtafel, und gewiß über 500—800 m unter den damaligen Kämmen des hohen jugendlichen Kettenjura. Während der Diluvialzeit hat sich das Quertal der Aare noch um etwa 250 m vertieft.

5. Der Tafeljura östlich der Aare.

Die eben besprochene Abbiegung des Tafeljura gegen S wird beim Übergang durch das Aaretal zwischen Reinerberg links und Iberig rechts der Aare enger und schärfer und streicht als tektonischer Südrand des Tafeljura gegen E. Man findet die Abbiegung herrlich entblößt an der Ifluh. Gegen E sticht sie dann unter mächtige Molasse und Deckenschotterplateau. Eine schwache Antiklinale

kommt wieder am Rhein bei Kaiserstuhl als Südrand des Tafeljura zum Vorschein (wie Oberendingen Tafel XXII Prof. 2). Von Kaiserstuhl östlich ist auch die dortige Welle ganz unter Molasse begraben, und an der Lagerung der letzteren ist bisher nichts mehr von unterliegender Abbiegung beachtet worden. Von Jestetten über Schaffhausen fällt der Tafeljura eben und gleichmäßig sanft gegen SE vom Schwarzwald ab unter die Molasse. Auf 12 km sinken die Schichten um etwa 300 m, was einer schwankenden Neigung derselben um 2—3° entspricht. Im ganzen Tafeljura von der Aare bis an den Randen ist bisher keine bedeutende tektonische Störung bekannt geworden. Am Fuß des Rheinfalles und ebenso an seinem oberen Rande streichen zwei vertikale ebene Brüche S-N quer durch den Rhein. Bei Niederwasser sind sie leicht sichtbar. Ob ihre Sprunghöhe sich nach Zentimetern oder Metern mißt, vermochte ich nicht zu bestimmen. Vom W-Abhange des Randen nennt Schalch einige kleinere Verwerfungen.

Der Charakter der Durchtalung ist ganz anders als westlich der Aare insofern, als hier die Rückwärtsverzweigung kleinerer Talsysteme von untergeordneter Bedeutung ist, dagegen die größeren Haupttalwege, die wohl meistens in ihrer Anlage pliocän oder gar vorpliocän sind, die Bergmassen umgrenzen:

Zwischen dem unteren Aarelauf und dem Rheinlauf oberhalb ihres Zusammenflusses ist aus dem Tafeljura ein SE-NW sich erstreckender prägnanter Bergrücken herauspräpariert worden: das Stück Baldingen — Achenberg — Koblenz, das zwischen Zurzach und Klingnau liegt. Es ist ein Querrücken des Tafeljura von ca. 10 km Länge und 3 km Breite, gegen NE durch den epigenetischen Rheinlauf vom Schwarzwald abgeschnitten. Die Verwitterungsstufung ist deutlich. Steigt man von Koblenz gegen SE über den Rücken, so gelangt man zuerst auf ein Muschelkalkplateau, dann auf eine Liasstufe, dann auf Doggerstufe, Malmstufe und Deckenschotterplateau, wobei die Schichten stets bis unter den Deckenschotter mit einigen Graden nach SE abfallen.

Nördlich des Rheines verlaufen die Haupttäler im Streichen der Schichten des Tafeljura. Das Wutachtal ist im Muschelkalk eingeschnitten. Zwischen diesem und dem jungdiluvial abgestorbenen Klettgauertal entspricht der streichende Bergrücken der Abwitterungsstufe des Lias. SE des Klettgau folgt das Malmplateau als ein zwischen Talläufen streichender und isoklinaler Rücken. In diesem Gebiete ist der Rogenstein verschwunden, der Dogger fast ganz vermergelt. Die Doggerstufe fehlt deshalb in den Bergformen. Weiter gegen SE ist der Malm unter die Oberfläche gesunken; der Rhein fließt in Molasse und Diluvium, die hier schon zum offenen Molasselande gehören.

Im Gegensatz zum Tafeljura westlich der Aare treffen wir hier die eocäne Festlandfläche mit der Bohnerzformation fast durchwegs von der Ifluh in ausgedehnten Flächen durch die Klettgauerberge über den Rheinfall und in den Randen hinaus erhalten. Darüber folgt die aquitanische Transgression mit „unterer Süßwassermolasse" von der Ifluh bis nach Schaffhausen. Die Transgression des marinen Miocän greift nördlich über das Aquitan hinaus, und auf der Randenhöhe treffen wir den vindobonischen Randengrobkalk unmittelbar auf Kimmeridge mit nur stellenweise dazwischen erhaltenem Bohnerz (S Klettgau). Dort, am N-Rande

des Kt. Schaffhausen, z. B. bei Wiechs usw., fallen beide Abrasionsflächen zusammen, indem das eocäne Bohnerz erst von der vindobonen Transgression bedeckt worden ist. Ob sich hier die eocäne Festlandzeit bis ins Miocän verlängert hat, oder ob einst vorhandene untere Molasse vorvindobonisch wieder abradiert wurde, ist unentschieden.

Daß im Randen (Tafel XXII, Profil Nr. 1) nördlich Schaffhausen der Plateaujura so große Höhen, mehrere hundert Meter mehr als der westliche Tafeljura, erreicht und ein so ausgeprägtes Bergland bildet, ist teils durch die nördlichere und deshalb höhere Lage der zugehörigen Schwarzwaldunterlage, teils durch die Mächtigkeit der hier gut erhaltenen Malmkalke bedingt. Gerade mit Hilfe ihrer Durchlässigkeit vermochten sie sich vor Abspülung besser zu schützen als die mergeligeren Argovien- und Sequan-Bildungen des Basler- und Aargauer-Tafeljura. Ob auch noch kleinere SE-NW gerichtete, den NE hebende Brüche mithelfen, ist noch fraglich. Der SW-Rand des Randens ist sein Erosionsanschnitt durch das obere Ende des Klettgauertales. Der Randen liegt in der streichenden Fortsetzung des Klettgaus, und wie dieses ein Isoklinal- oder Monoklinaltal ist, so ist der Randen ein Isoklinal- oder Monoklinalgebirge. Die breiten Bergrücken im Randen sind durchschnitten von baumförmig nach rückwärts verzweigten Erosionstälern, die zur Ordnung der Nebentäler gehören. Im Tal von Merishausen greift die Erosion bis in den Dogger hinein. Sonst sind Dogger und Lias nur an der Westseite des Randengebirges entblößt. In den Taleinschnitten liegen große Quellen. Die Denudation der Hochflächen hat eben den Malm an den Plateaurändern abgedeckt und auf der Mitte der Hochflächen nur noch dünne Tertiärdecken oder zerfallene Relikte von solchen belassen (Schalch, Das Tertiärgebirge auf dem Reyath, Bad. geol. Landesanstalt 1914). Auf Bohnerz folgen dort Meeressande mit alpinen Geröllen oder Randengrobkalk, Kalksande mit Pecten Hermannseni, brackische Schichten, an einzelnen Stellen noch Juranagelfluh und obere Süßwassermolasse.

6. Das Nordostende des Tafeljura.

Literatur:

Schalch in „Beiträge“ 19. Lfg. 1883, ferner Mitt. der Bad. geol. Landesanstalt 1893 und Blätter Bonndorf, Stühlingen, Blumberg, Wiechs-Schaffhausen (1917) der bad. geol. Landesaufnahmen.

Von Schaffhausen bis gegen Thäingen hinaus setzt sich eine Erscheinung fort, welche an die Ibergerflexur erinnert, indem der Jura auf dieser Linie etwas rascher SE unter die Molasse sinkt, als dies seinem gewöhnlichen Fallen entspräche. Nähere Prüfung steht noch aus. Der Tafeljura erreicht seine östlichste Ecke in der Malmkalkmasse bei der Höhle von Thäingen. Von da schneidet ihn eine mit einigen Richtungsänderungen behaftete, gegen NW, also radial zum Schwarzwald stehende Verwerfung scharf und in einem Male ab. Der Bruch ist in der Landschaft gewaltig markiert. Von Bibern bis Thäingen fließt die Biber dem Bruche entlang. Der Westflügel besteht aus einer steilen, 200 m hohen Wand von flach gelagertem, bewaldetem Malmkalk, mit etwas Deckenschotter anklebend. Die Ostseite ist eine niedrigere wellige Fläche, ausgeschnitten in sarmatischer Juranagelfluh und

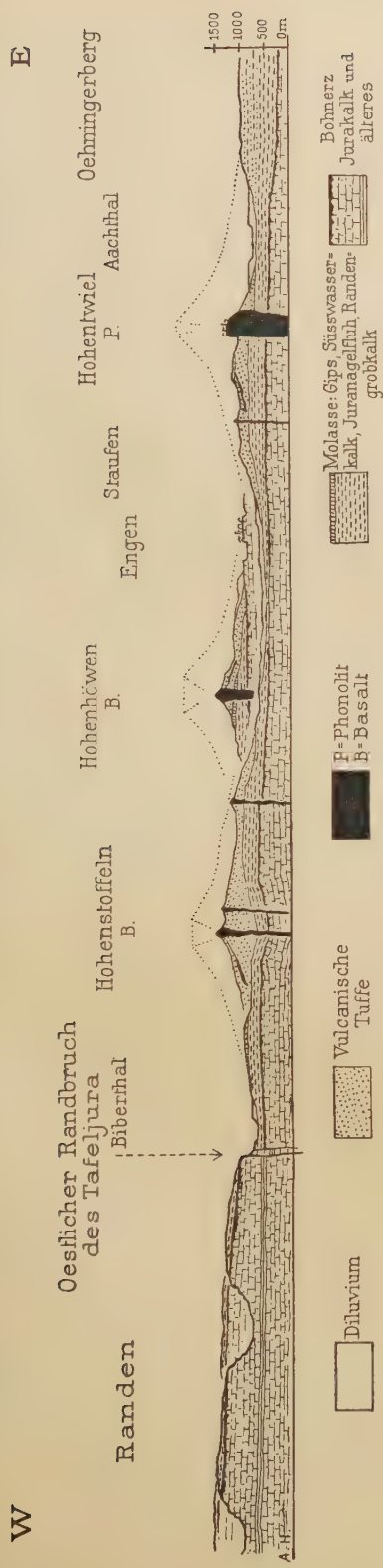


Fig. 89b. Profil vom Randen in den Höhgau.

Sandsteinen von ebenso horizontaler Lagerung. An einigen Stellen ist am Fuß der westlichen Kalkwand die Bruchfläche sichtbar. Der Sprung hat hier über 200 m Höhe und ist postsarmatisch. Weiter gegen NW bei Wiechs und Altdorf erscheint die Malmunterlage in den hoch gelegenen Taleinschnitten auch nördlich des Bruches; die Sprunghöhe hat sich auf etwa 70 m vermindert. Bei Füetzen komplizieren sich die Verhältnisse durch mehrere Nebenbrüche und komplizierte Ablösungen. Der eine Bruch beim Bahnhof Füetzen soll etwas über 50 m, eine Ablösung bei Ewattingen über 200 m Sprunghöhe aufweisen. Bei Bonndorf biegt der Hauptbruch gegen N um und hat bei Göschweiler (Vogelgesang) noch 150 m Sprunghöhe. Von Thäingen über Wiechs bis nahe Füetzen liegen auf der SW-Seite die Hochflächen des Randen in 700—900 m Meerhöhe. Auf Kimmeridgekalken folgen Spuren von Bohnerz und Restchen von marinem, miocänem Tertiär. Nördlich des Bruches bilden Bohnerz, Randengrobkalk, Juranagelfluh und sandige Molasse über Jurakalk eine Hochfläche von 600 bis 700 m.

Der Abbruch des Randen gegen NE ist also jünger als Sarmatien, denn die sarmatischen Bildungen sind in gleichem Maße mitverstellt wie der Malm. Er ist eben nicht oligocän-schwarzwäldisch wie die Brüche im Basler Tafeljura, sondern postsarmatisch-pontisch. Das NE anliegende Land ist ein vulkanisches Einbruchsbecken. Aus welliger tieferliegender und moränenbedeckter Molasse erheben sich in demselben die kegelförmigen Abtragungsreste der sarmatischen und pontischen Phonolith- und Basaltvulkane Schwabens in prägnanten Gestalten (Fig. 89b).

Alle äußere Gestaltung der Randenregion beruht auf Wiedererhebung seit Vindobonien, auf nordöstlichem Einbruch und auf der Denudation seit Sarmatien. Ein Blick von einem der Vulkankegel (Hohenhöwen, Hohentwiel, Hohenstoffeln) gibt ein herrliches Bild der gegensätzlichen Formen von Tafeljura, Kuppengebirge und gegen S großem Kettengebirge, und alles, was wir sehen, ist jung geformt!

III. Tektonik des schweizerischen Kettenjura.

(Hierzu die Tafeln XX, XXII, XXIII, XXIV.)

Längst sind die Meinungen verlassen, nach denen die Gewölbe des Juragebirges durch in der Tiefe gebliebene lineare Eruptionen, die Zirkustäler als Explosionskrater erklärt worden sind. Die Dislokation ist als eine vom Vulkanismus verschiedene Erscheinung in der Erdrinde erkannt. Man unterscheidet vulkanische Gebirge und Dislokationsgebirge, und unter den letzteren solche, die durch vorherrschend radiale (vertikale), und solche, die durch vorherrschend tangentiale (horizontale) Bewegungen der Erdrinde entstanden sind. Es wird nicht leicht ein Gebirge genannt werden können, das reiner und klarer den Typus der Horizontaldislokation, eines Kettengebirges, darstellt als unser Kettenjura. Er ist ein prachtvolles Stück zusammengeschobener Erdrinde. Jedes Glied seines Körpers, wie das Ganze, zeigen in ihren Formen den tangentialen Zusammenschub. Die dadurch entstandenen Lagerungsstörungen sind vorwiegend halbzylindrische Biegungen der Schichten, abwechselnd nach oben konvex und konkav, und dadurch sich zu Falten der Erdrinde zusammensetzend. Zum Teil hat der Zusammenschub zu Brüchen geführt, auf welchen die Schichtenkomplexe übereinander geschoben sind, oder Brüche durchqueren die Falten. Jede eingehendere Forschung führt immer wieder zur Entdeckung noch weiterer Komplikationen. Die Erdrinde ist noch mehr zerknittert, als wir es uns jeweilen vorstellen; unsere Profile sind immer noch zu einfach und werden weitere Verbesserungen im Sinne vermehrter Komplikationen zu erwarten haben.

Die Längsbrüche können nicht von den Falten getrennt werden. Sie sind mit denselben nicht nur durch die gleichen allgemeinen, sondern auch durch die gleichen lokalen Ursachen entstanden. Wir besprechen sie zusammen. Die Querbrüche hingegen können wir für sich behandeln, nachdem wir die Falten kennen, die von ihnen durchschnitten werden.

Statt der schlechten Gewohnheit, jeden Bruch mit Verstellung beider Seiten Verwerfung zu nennen, reservieren wir dieses Wort für Brüche, welche unmittelbar aus einer Vertikalbewegung hervorgegangen sind. Es sind das die Dislokationen der Tafelländer (Plateaugebirge), die im Kettenjura fehlen (Margerie et Heim, Les dislocations de l'ecorce terrestre, Zurich 1888).

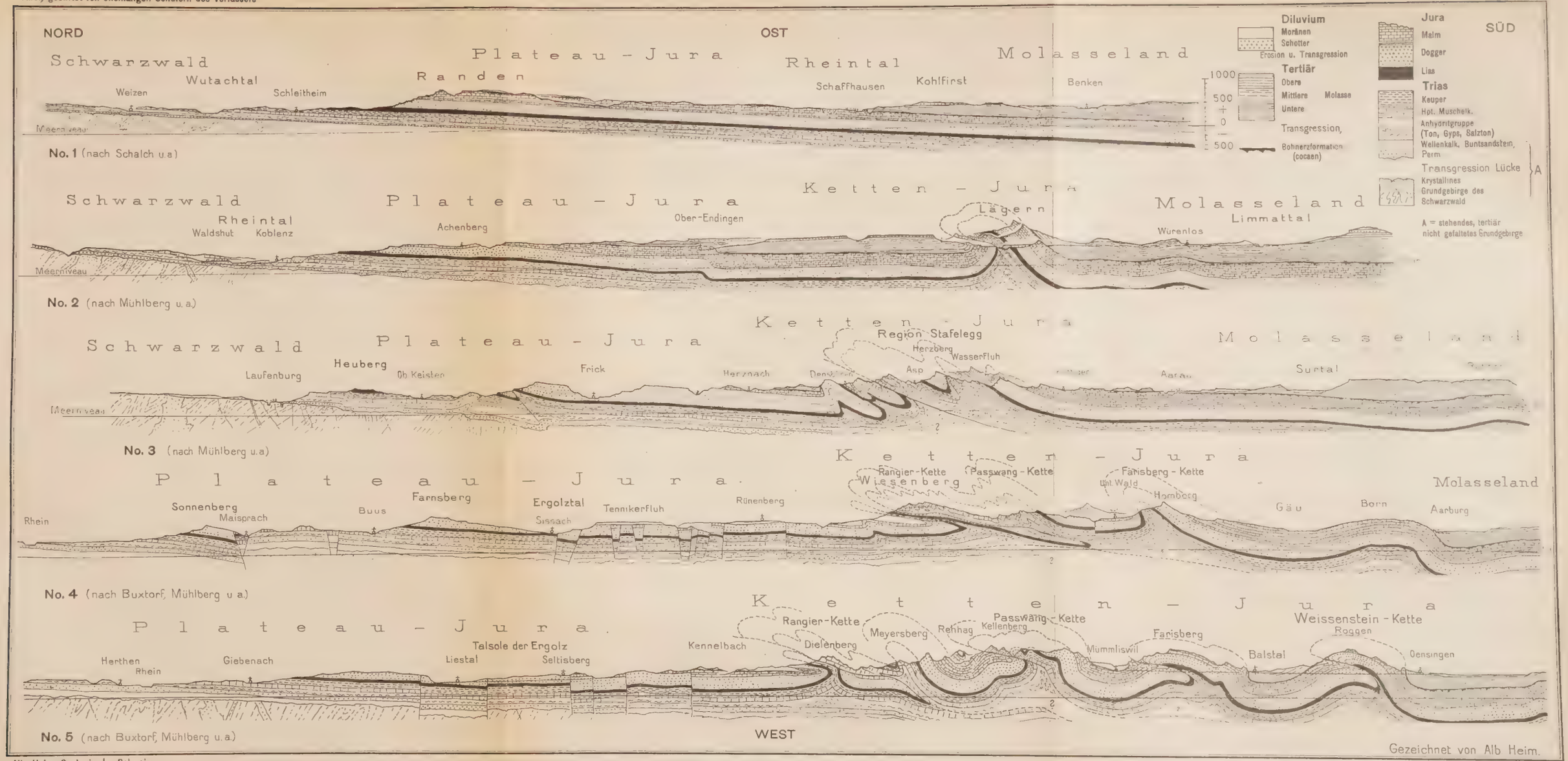
1. Die streichenden Dislokationen.

Falten und Überschiebungen.

Wenn der Tangentialdruck in der Erdrinde, als dessen Ursache eben doch immer noch die Volumverringerung tieferer Teile am wahrscheinlichsten bleibt, auf eine mächtige homogene oder ganz unregelmäßig und verworren struierte Region der Erdrinde wirkt, so muß diese Masse nach oben und unten etwas ausweichen. Sie wird dadurch von steilstehenden, inneren Scheerungsflächen mehr und mehr durchsetzt, so daß sich darin eine steilstehende Transversalschieferung in der Richtung, in der das Ausweichen am leichtesten ist, ausbildet. Ganz anders wirkt der Tangentialschub auf eine ausgeprägt geschichtete Masse. Die notwendige Bewegung konzentriert sich dann in die weicheren Schichten und die Schichtfugen. Die Deformationen, die innerhalb der festeren Schichten

FÜNFZEHN QUERPROFILE DURCH DAS JURA-GEBIRGE im Masstab 1:75.000 No. 1-5 OSTJURA

Tafel, gestiftet von ehemaligen Schülern des Verfassers



Alb. Heim, Geologie der Schweiz

Kartogr. Anstalt HOFER & Cº A.-G., Zürich

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz Leipzig

noch notwendig bleiben, werden um so leichter vor sich gehen, je dünner die Schichten im Verhältnis zu ihrer Ausdehnung sind. Der Gesteinskomplex des Kettenjura ist ausgeprägt schichtig. Die 1500 bis 2000 m Sedimente sind wohl in 10000 bis 20000 Schichten geteilt. Wird ein solches Blätterwerk der Erdrinde zusammengeschoben oder überhaupt disloziert, so muß Faltung die zunächst resultierende Dislokationsform werden, weil Faltung in diesem Falle viel weniger Überwindung innerer Festigkeit und Reibung verlangt, als Stauung mit Transversalschieferung des Ganzen oder als flacher Bruch durch den ganzen Komplex. Der Kettenjura verdankt seine ausgezeichnete Faltung der ausgezeichneten Schichtung seiner Gesteine. Die kristalline Unterlage mit ihren verworrenen Schieferungen, ihren massigen Stöcken, ihrem Mangel an durchgreifender Schichtung und an Einlagerung plastischer Schichten hingegen konnte eine solche Faltung nicht mitmachen (vergl. Alb. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung Bd. II S. 75—79).

Übersicht der Reihen der streichenden Dislokationen und Beispiele (Tafel XXII—XXIV).

Wir sehen im Jura, daß verschiedene Faltenformen in mannigfachen Kombinationen und in allmählicher Steigerung von Strecke zu Strecke ineinander übergehen und bei ein und derselben Kette nacheinander auftreten. Im allgemeinen ist im Juragebirge jede Kette ein Gewölbe oder eine Falte. Die am einfachsten gebauten Ketten sind normale aufrechte Falten mit symmetrisch abfallenden Schenkeln. Die aufrechte normale Falte kann durch Weitergehen der Bewegung sich in verschiedener Richtung steigern. Die gesteigerten Formen gehen, soweit es im Juragebirge die Faltung überhaupt gebracht hat, aus den einfachsten Faltenformen in folgenden genetischen Reihen hervor oder können zur Übersicht in diese Reihen geordnet werden. Die Figuren bedeuten schematische Gewölbequerschnitte.

I. Reihe des Fächergewölbes.

a) Schmales Gewölbe (Fig. 90).

1. Aufrechtes, normales Gewölbe mit schief auswärts abfallenden Schenkeln, 2. ebensolches mit steiler schief auswärts fallenden Schenkeln, 3. Gewölbe mit beidseitig senkrecht stehenden Schenkeln, 4. Gewölbe mit überkippt gestellten Schenkeln, 5. Fächergewölbe, 6. Gewölbe mit abgequetschtem Gewölbekern, 7. Fächergewölbe mit einseitigen oder 8. mit beidseitigen Schenkelbrüchen.

b) Breites Gewölbe (Fig. 91).

1. Aufrechtes, normales Gewölbe mit breitem, plateauförmigem Rücken, 2. breiter Gewölberücken mit senkrechten Schenkeln, 3. breiter Gewölberücken mit überkippt gestellten Schenkeln, „Pilzfalte", „Kofferfalte", 4. breites Fächergewölbe mit eingesenktem Scheitel (Scheitelmulde), 5. breites Fächergewölbe mit oder ohne Scheitelmulde und mit Schenkelbrüchen, 6. breite plateauförmige Gewölberegion mit schwächeren Faltenwellen in der Scheitelregio..

II. Reihe des aufrechten Gewölbes mit Scheitelbruch (Fig. 97).

1. Aufrechtes, normales Gewölbe mit schief auswärts abfallenden bis fast senkrechten Schenkeln, 2. Gewölbe mit Scheitelknickung, 3. Gewölbe mit Scheitelbruch

und Scheitelüberschiebung, 4. Scheitelüberschiebung bis zur Scheiteldoppelung, 5. Gewölbedoppelung mit verbogener bis gefalteter Überschiebungsfläche.

III. Reihe des liegenden Gewölbes (Fig. 92).

1. Aufrechtes, normales Gewölbe mit schief auswärts abfallenden Schenkeln, 2. schiefes Gewölbe, ein Schenkel steiler als der andere,

Fig. 90.

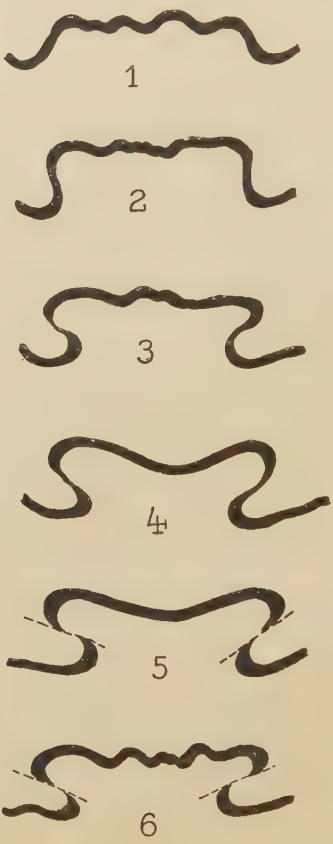


Fig. 91.

3. schiefes Gewölbe, ein Schenkel senkrecht, 4. überliegendes Gewölbe, ein Schenkel in überkippter Stellung, 5. überliegendes Gewölbe mit Reduktion des verkehrten Mittelschenkels, 6. liegendes Gewölbe mit in Linsen zerrissenem Mittelschenkel, 7. überschobenes Gewölbe, Überschiebung (Chevauchement), Mittelschenkel ganz zerrieben oder glatt aussetzend, 8. Überschiebung mehrfach (Schuppenstruktur), 9. Überschiebungsdecke mit Komplikationen im

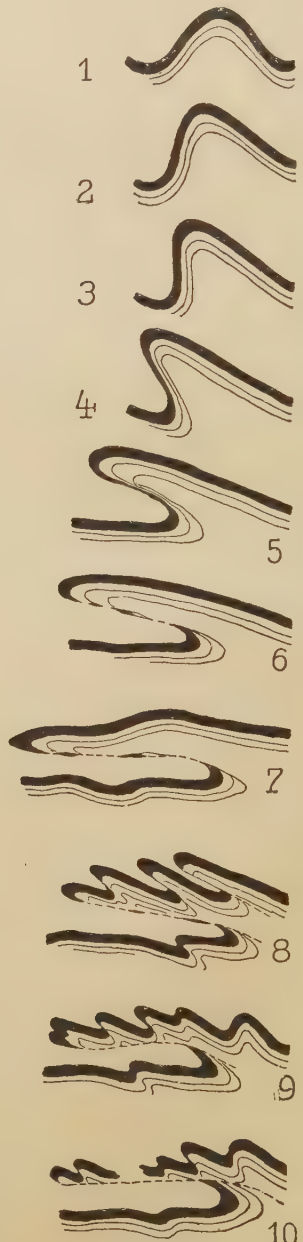
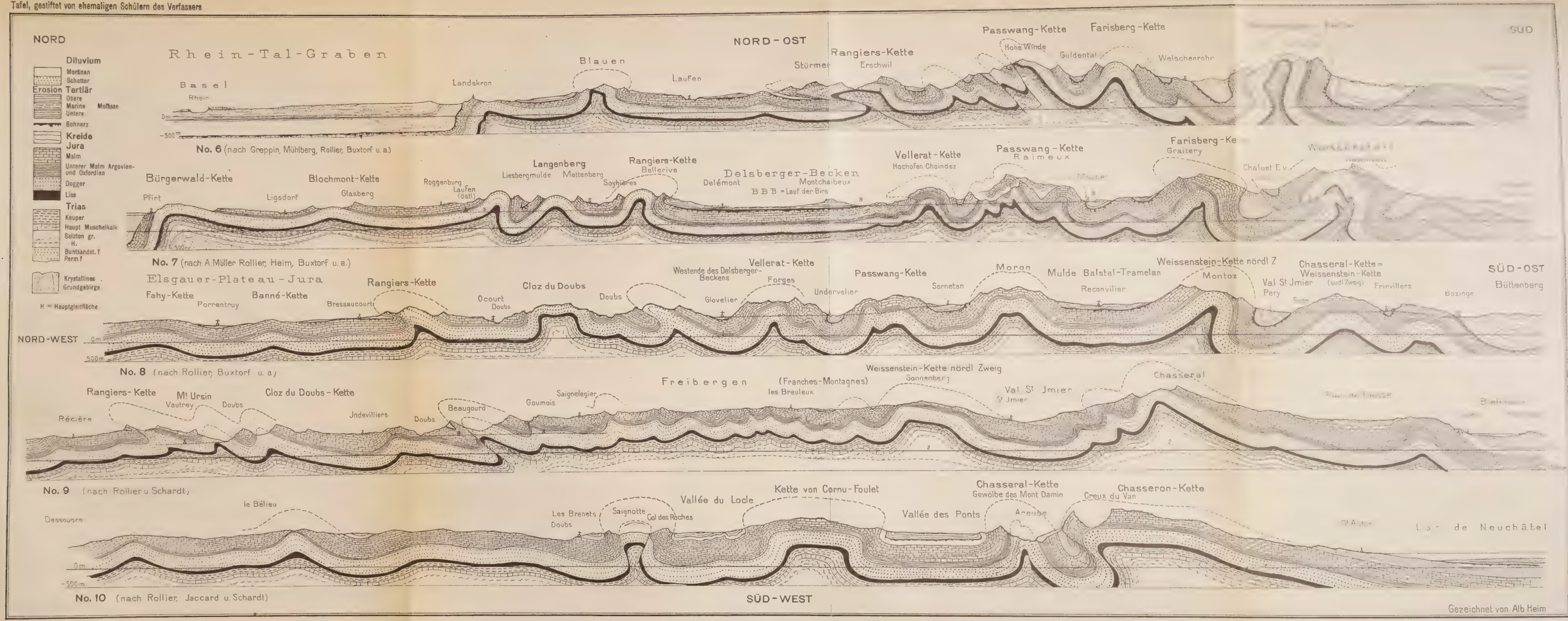


Fig. 92.

FÜNFZEHN QUERPROFILE DURCH DAS JURA-GEBIRGE im Masstab 1:75.000 No. 6—10 MITTELJURA

Tafel, gestiftet von ehemaligen Schülern des Verfassers



Alb. Heim, Geologie der Schweiz

Kartogr. Anstalt HOFER & Cº A.-G., Zürich

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz Leipzig

Gewölbe, 10. Überschiebungsklippen, Teile der Überschiebungsdecke sind durch Verwitterung und Erosion von ihrer Wurzel abgetrennt.

IV. Faltungen zweiter Ordnung (Fig. 93).

Sehr oft finden wir in einem Faltenschenkel oder noch häufiger in den inneren Schichten eines Gewölbekernes oder eines Muldenkernes die Schichten in kleineren, untergeordneten Falten gewellt. Wir nennen dies sekundäre Faltung oder Faltung zweiter Ordnung, — nicht in dem Sinne, daß sie zeitlich sekundär oder durch eine andere sekundäre Ursache entstanden sei, sondern nur nach der Größenordnung. Sekundärfaltungen können zur Teilung und bei liegenden Falten zur Schuppenstruktur überleiten.

Fig. 93.

V. Faltungen mit disharmonischen Bewegungen verschiedener Schichtgruppen (Fig. 94).

Eine umfassende Gruppierung der hierher gehörenden Erscheinungen ist noch nicht möglich. Manchmal hängen sie mit den unter IV genannten Formen zusammen. Wir finden 1. nach außen abweichende Bewegungen, 2. nach innen sich komplizierende Fältelung, und zwar Gewölbekernstauung und Muldenkernstauung. 3. Eine Erscheinung großartigsten Maßstabes, welche unter diesen Gesichtspunkt fällt, ist die Faltung des Juragebirges als ganzes über der nicht oder anders bewegten kristallinen Unterlage, und die Faltung des Jura über dem Keuper ohne Beteiligung des Muschelkalkes an der Stafelegg N Aarau.

Fig. 94.

Da in den anliegenden Mulden in Spiegelbild vielfach ganz entsprechende Erscheinungen auftreten wie in den zunächst ins Auge gefaßten Gewölbeteilen, und je ein Gewölbe und eine anliegende Mulde zusammen eine Falte bilden, erhalten wir die Reihen der Fächerfalten und der liegenden Falten. Der Gewölbescheitelbruch dagegen ist in der Mulde ohne Entsprechendes.

Eine große weitere Mannigfaltigkeit entsteht dadurch, daß der Fächerbau sich mit der schiefen oder liegenden Stellung, und daß der Scheitelbruch sich mit anderen Formen verbinden und dazu sekundäre Faltung sich einstellen kann. Seltener finden wir eine der oben genannten Formen für sich allein rein ausgebildet als vielmehr die mannigfaltigsten Abstufungen und Kombinationen. Auf unseren 15 Querprofilen durch den Jura sind viele dieser Erscheinungsformen dargestellt.

Es ist hier nicht der Ort, die Faltenformen allgemein zu erörtern. Ich verweise auf Margerie und Heim, Die Dislokationen der Erdrinde, Zürich 1888, und andere Publikationen. Indessen treffen wir gerade im Juragebirge manche

Typen und Übergänge derselben auf das klarste entwickelt, und gewisse Formen, wie z. B. die Falten mit Gewölbescheitelbruch, sind im Juragebirge zuerst erkannt, während andere, wie die Falten mit disharmonischen Bewegungen verschiedener Schichtgruppen hier in ihren einfachsten Gestalten auftreten.

Das normale aufrechte Gewölbe mit schiefauswärts abfallenden Schenkeln, welches für alle anderen Formen das Ausgangsglied ist, findet sich bei manchen Jurafalten, besonders der mittleren Region, fast durch die ganze Länge entwickelt. Bei den meisten gesteigerten Falten treffen wir die einfache Grundform doch noch gegen die Enden hin erhalten. Hie und da ist von dem Auftauchen einer Falte bis in ihre mittlere Region eine ganze Reihe von Querprofilen mit zunehmender Steigerung vorhanden. Man kann sagen, die verschiedenen Jugendstadien oder Entwicklungsphasen einer Falte sind geordnet stehen geblieben, und gerade dieser Übergang der Stadien beweist ihre zusammenhängende ursächliche, zeitliche und räumliche Entwicklungsfolge.

Die Mannigfaltigkeit in der Ausbildung ist groß. Doch wollen wir einige Beispiele von Gewölben nach den oben genannten Reihen notieren:

I. a) 1. Cerneux-Pequignot, Chaumont z. T., Mont Chaubert (La Côtette).
2. Paßwangkette z. T., Graitery z. T., Chasseral.
3. Beretenkopf bei Langenbruck, Movelierkette am Langenberg, Moûtierkette.
4. Blauen z. T., Chasseron, Reculet N-Seite usw.
5. Weißenstein (etwas schief gestellt), Leutschenberg bei Zeglingen, Raimeux z. T.
6. Weißenstein an der Röthifluh.
7. Stierenberg Kempenfluh-Günsberg (Weißensteinkette), Valserine westlich.

I. b) 1. Mont Sagne bei les Crosettes, Moronkette.
2. Cornu-Foulet.
3. Kette von Sommartel S Chaux-de-Fonds, Pouillerel N Locle; als Synklinale: Val de Ruz, Tal von Locle.
4. Les Saignolis (Pouillerel); als Synklinale: Vallée des Ponts.
5. Le Crozot bei Locle, la Côte des Frêtes (Pouillerel).
6. Als Tal: Vallée de Joux — les Rousses, Vallorbes usw., plateauförmige Region von Freibergen.

II. 2. Graitery bei 1240 m, Vellerat bei Choindez.
3. u. 4. In Übergängen: Farisberg und Roggenfluhkette, Grenchenberg (Weißensteinkette).

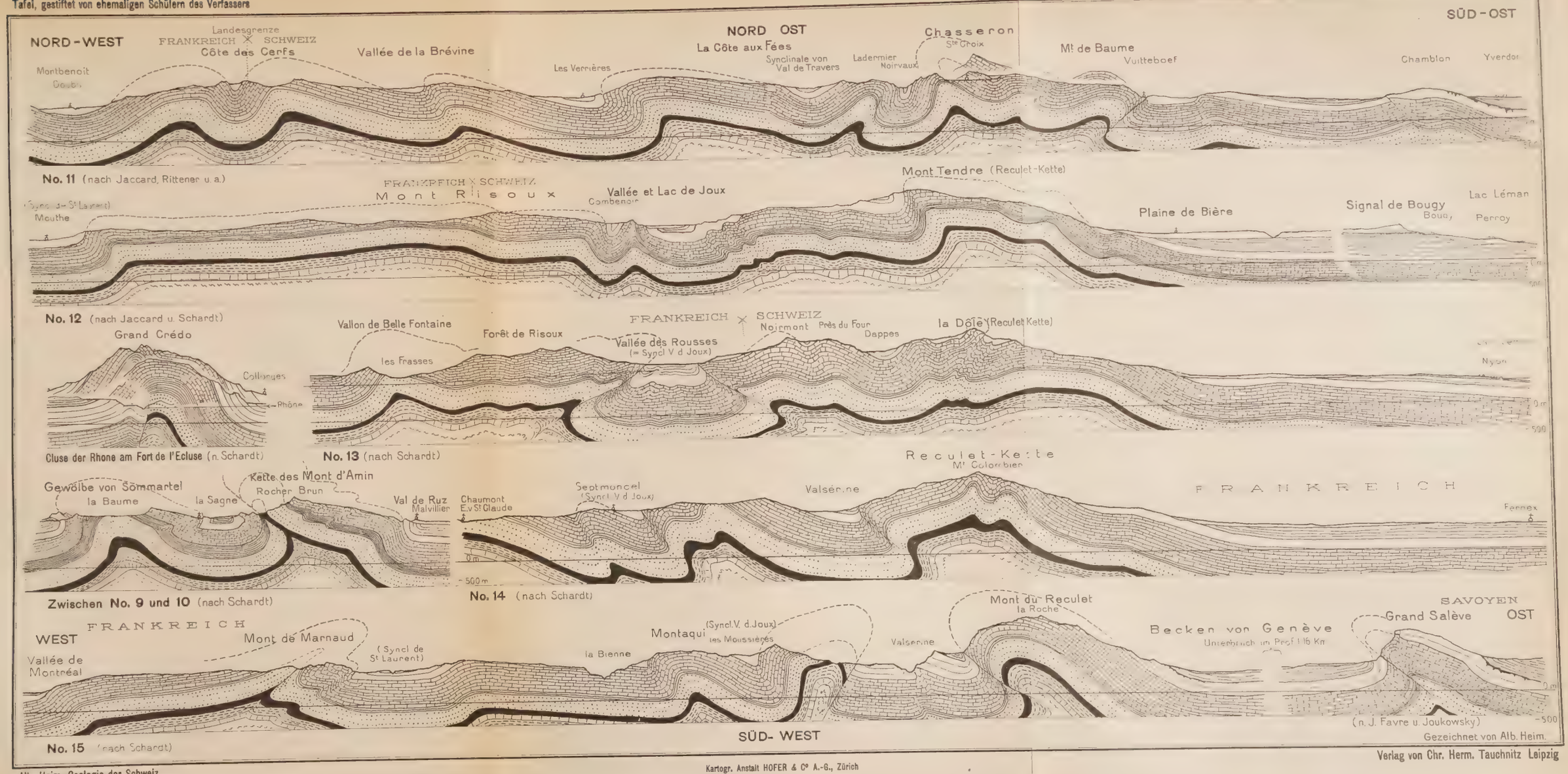
III. 2. Helfenberg bei Kunisrüti, Chaumont, Côte aux Fées.
3. Dottenberg (Hauensteinbasistunnel), Hasenmatt (Weißensteinkette), Landskronkette, Montoz.
4. Blauen, Trogberg, Paßwang z. T., Sommartelkette z. T., Mont des Cerfs, Montoz z. T., Mont Tendre.
5. Homberg-Farisbergkette z. T., Reculet, Aiguille des Baulmes, Lägern, Hohe Winde, Chasseron.
6. Kette Tête de Ran, Mont Moron.
7. Burgfluh, Hauensteinbasistunnel, ganze Überschiebungszone des Ketten- auf den Plateaujura sehr häufig.
8. Stafelegg, Wisenberg, Rangierskette stellenweise.
9. Barsberg, Hochgrütsch.
10. Zone Kastelhorn, Lidertswil, Löhrenberg, Dielenberg u. a.
11. Glingg, Kastelhorn, Flühgraben, Richtenberg, Balsberg, Brand, Buchenberg u. a.

IV. Gips- und Zementgruben an der Lägern, Raimeuxkette, Nordschenkel der Velleratkette bei Courrendelin usw.

V. Velleratkette, Clos du Doubs.

FÜNFZEHN QUERPROFILE DURCH DAS JURA-GEBIRGE im Masstab 1:75.000 No. 11-15 SÜD-WEST JURA

Tafel, gestiftet von ehemaligen Schülern des Verfassers



Alb. Heim, Geologie der Schweiz

Kartogr. Anstalt HOFER & Cº A.-G., Zürich

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz Leipzig

Es kann nicht genug betont werden, daß alle hier unterschiedenen Dislokationsformen untereinander Kombinationen eingehen können, so daß ein scharfes Einteilen der Natur widerspricht. Unser Erfassen bleibt immer Stückwerk. Die Fächerfalte kann zur Überschiebung werden, ähnlich wie die einseitig schiefe Falte. In diesem sehr häufigen Fall ist die Überschiebungsfläche durchschnittlich steiler, als bei den einseitig schiefen Faltenüberschiebungen. Bezeichnend ist aber auch hier das Aufschieben der Oberseite im Gegensatz zum Absinken derselben bei Verwerfungen. Gerade diese Übergänge und Mischformen zeigen recht eindringlich, daß es sich eben um die Produkte ein und derselben Rindenbewegung, um den Horizontalschub einer geschichteten Masse unter Belastung handelt. Sie gehören zusammen. Das gleiche gilt für die Alpen unter gewaltiger Steigerung von Ausmaß und Komplikation. Wer im Kettenjura Querbrüche, Überschiebungen und Faltungen als einander nichts angehende, zeitlich verschiedene und nur zufällig sich kombinierende Dinge betrachtete, war auf falscher Fährte.

Ergänzendes zur Reihe des Fächergewölbes.

Das Überkippen der Schenkel an den Rändern der Fächergewölbe im Jura ist keineswegs, wie Gerth behauptet hatte, ein nachträgliches Hinaussinken gegen die frei erodierte Mulde („Hakenbildung"). Die beobachtbaren überkippten Schenkel zeigen sich als fest disloziert und gepreßte, nicht als locker zerrüttet abgesunkene Massen. Sodann finden wir diese Erscheinung nicht nur in den äußeren freien Rindenteilen des Gebirges. Klusen und Tunnels, die den inneren Bau abdecken, haben den Fächerbau mit den überkippten Schenkeln auch im Inneren des fest geschlossenen Gebirges gezeigt. Der Fächerbau, die hie und da eckige Form der Jurafalten (Gerth nennt solche „Kofferfalten") oder die Pilzform der Falten ist eine direkte Folge der Dislokation. Buxtorf, der dies ebenfalls deutlich festgestellt hat (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1911, Abhandl. Heft 3), gibt einige sehr schöne Fächerfaltenprofile. Viele ähnliche finden sich in den Darstellungen des westlichen Jura durch Schardt, der dort durch seine Beobachtungen zuerst das Vorwalten der Fächerfalten, vielfach mit Überschiebungen auf verquetschten Schenkeln nachgewiesen hat.

Es fällt sofort auf und geht aus unseren Profilen hervor, daß die breiten, flachen oder gewellten, plateauförmigen Gewölberücken und besonders solche mit fächerförmigen Randzonen im östlichen Jura (Tafel XXII u. XXIII Profile 1—8) nicht vorkommen. Im mittleren Jura stellt sich zuerst eine leicht gewellte, ausgedehnte Gewölberegion ein in den Freibergen („Franches-Montagnes", Profil 9 Tafel XXIII). Weiter westlich werden die breiten Fächergewölbe immer häufiger. Sie sind sehr schön entwickelt in der Region Cornu-Foulet wie beiderseits der breiten Talmulde von Le Locle, die wie die Umgebungen von Vallorbes in ihren Randregionen einem umgekehrten Fächer mit zum Teil zerrissenen Mittelschenkeln entspricht. Mont Risoux, Forêt de Risou ✕ und die französischen Regionen zeigen ausgeprägte Gestalten vom Typus I. b 3—5 (Beispiele Tafel XXIII Profil 10 und Tafel XXIV). Während dieser Charakter sich zuerst in den äußeren Ketten einstellte, zeigt er weiter gegen SW an Mont de Baume, La Dôle, Reculet, Noirmont sogar die Tendenz, die mittleren Ketten zu ergreifen.

In den südwestlichen Regionen des Kettenjura geben die breiten Mulden mit fächerigen Rändern oft genau das Negativbild der breiten Gewölbe. Die ersteren, als „Cuvette" bezeichnet, sind förmliche Spiegelbilder der plateauförmigen Antiklinalen. Die Kette Chasseron-Creux-du-Van ist an ihrem N-Rande auf 15 km fächerig der

Mulde des Traverstales nach Typus I. b, 5 überschoben, so daß Jura auf Tertiär liegt. Dem N-Rand der Reculet-Kette entlang streicht auf 30 km eine Überschiebung des Gewölbes über die nördlichen Mulden. In der äußeren Zone des SW-Jura wird hie und da die Gestaltung derart, als ob nicht Antiklinal- und Synklinalfalten, sondern Flexurhorststreifen und Flexurgräben nebeneinander liefen. Der häufige Übergang eines solchen scheinbaren „Flexurhorstes" in ein schmäleres Gewölbe und eines „Flexurgrabens" in eine enge Mulde, die ganze Einordnung derselben in ihrem Verlauf in das Faltenbüschel, und vor allem die relativ flache Lage der allfälligen Randbrüche und die starken Überschiebungen und Überfaltungen daselbst, welche einen starken Zusammenschub abmessen lassen, beweisen indessen, daß wir es nicht mit Verwerfungen oder Flexuren, nicht mit Radialdislokationen, sondern mit verschärfter Faltung, mit Tangentialdislokation zu tun haben (Fig. 95).

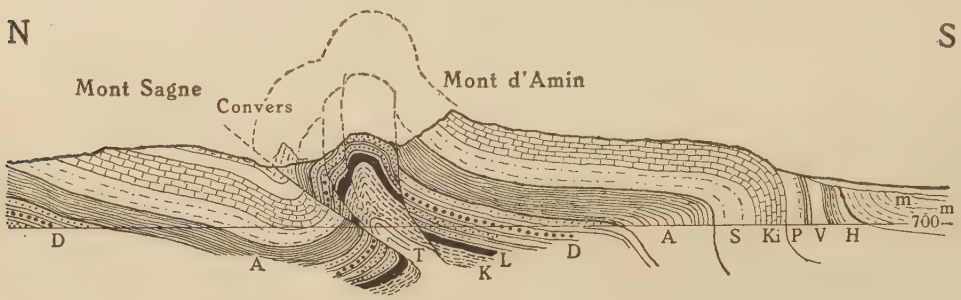


Fig. 95.
Fächerfalte mit Mittelschenkelbrüchen und stark denudiertem Gewölbekern bei Convers, nach H. Schardt (1 : 45 000).

m = untere Molasse, H = Hauterivien, V = Valangien, P = Purbeckien und Portlandien, Ki = Kimmeridgien, S = Sequanien, A = Argovien, D = Dogger, L = Lias, K = Keuper, T = Muschelkalk.

Es ist wahrscheinlich, daß für die Ausbildung der breiten Fächergewölbe mit flachen Scheitelregionen und der breiten Muldenzonen die gegen W zunehmende Mächtigkeit des kalkigen Malm bestimmend war. Wenn in einem so mächtigen relativ steifen einheitlichen Komplexe die Stauung einzelne Ausbiegungen erst erzwungen hat, so wird der weitere Zusammenschub leichter hier Fächerstellung und Überschiebung der Gewölberänder über die Muldenränder erzeugen, als daß in dichterer Anordnung engere neue Falten oder zahlreichere starke Ausbiegungen aufgestoßen würden. Die fächerigen Überschiebungen schützen die dazwischen liegenden Streifen vor stärkerer Deformation.

Eckiger Faltenwurf.

In vielen Profilen von Juraketten und besonders häufig in den fächerfaltigen, zeigt sich die Umbiegung der Schichten zur Falte recht ungleichförmig; der Krümmungsradius wechselt stark und ziemlich unvermittelt. Ganz scharfe Umbiegungen, seltener wirkliche Knickungen, wechseln mit wenig gebogenen Schichtstreifen im gleichen Gewölbe. Nicht selten nehmen die Falten im Querprofil statt gleichmäßig geschwungenen mehr eckige Formen an. Die Ursachen dafür sind verschiedener Art. Die durch Zusammenschub erzwungene Deformation der Gesteine

verfährt möglichst haushälterisch mit der Überwindung der Festigkeiten und ertastet das mögliche Minimum von Überwältigung. Wenn die Biegungsfestigkeit einmal auf einem Streifen überwunden ist, so gibt derselbe der biegenden Kraft dort leichter nach, als in einem neuen anderen Streifen, der seine Starrheit noch nicht aufgegeben hat. Das hängt mit den inneren Strukturen einer gewissen Dislokationsmetamorphose zusammen. Ferner werden die durch Erosion relativ entlasteten Streifen einer in Bildung begriffenen Falte leichter knieförmig ausbiegen oder gar knicken, als die noch besser umschlossenen. So kommt es, daß oft im Profil der Falte leichter einige scharfe Umkrümmungen entstehen und dafür andere Stücke der Schenkel nur wenig gebogen werden (Fig. 100).

Gewölbescheitelbrüche.

1. Oensinger- und Mümliswilerklus, Tafel XXII Profil 5. Die klassischen Stellen, an denen F. Mühlberg 1881 zuerst den Gewölbescheitelbruch im Jura entdeckt, 1886 als eine Art Überschiebung erkannt und wohin er 1892 eine Anzahl Fachgenossen geführt hatte, sind die Querprofile, welche die Kluse von Oensingen durch die Weißensteinkette und die Mümliswilerklus durch die Farisbergkette geschaffen haben. Es ist verständlich, daß alle älteren Beobachter sie übersehen haben, denn auf den ersten Blick sehen die durchschnittenen Gewölbe völlig klar und einfach aus. Allein bei beiden erweist nähere Prüfung, daß der Fels des prägnantesten Gewölbebogens in seinem Südschenkel und der Scheitelpartie aus mittlerem Malm, in seinem Nordschenkel aus Rogenstein (Dogger) gebildet wird. Die Schichtfolgen darüber und darunter zeigen die gleiche Unstimmigkeit. In einem inneren tieferen Gewölbebogen besteht der Südschenkel aus Mergeln des Unteren Dogger und des Lias, der Nordschenkel des fortsetzenden Bogens aus Oxfordmergel. Auf der Westseite der Klusen finden sich die gleichen Erscheinungen wie an der Ostseite, nur ist das ganze Gewölbe gegen Westen etwas höher angestiegen. Es handelt sich also nicht um eine äußere Abrutschung, sondern um inneren Bau der Kette. Im Innern des Gewölbes liegt konzentrisch ein vollständig erhaltenes Rogensteingewölbe. An dessen südlicher Außenseite setzt eine südlich fallende Überschiebungsfläche an und schneidet über das Rogensteingewölbe in den N-Rand des oberen Gewölbescheitels hinaus, dorthin, wo die unstimmigen Schichten so aufeinanderstoßen, als wäre der eine Schenkel die Fortsetzung des anderen. Dort sieht man aber die oberen Schichten scharf nach unten in die Überschiebungsfuge hineinbiegen. Es ergibt sich also, daß die Einfachheit des Gewölbes nur scheinbar ist. Der Südteil ist derart auf den Nordteil hinaufgeschoben, daß die gleichen Schichtgruppen mit Gewölbescheitel in einem tieferen und in einem höheren Niveau, also übereinander doppelt liegen. Die Überschiebungsfläche fällt 10—30° S und läßt sich um die Nordecken der Klusberge herum verfolgen. In der Oensingerklus beträgt die Überschiebungsbewegung des oberen Doggerscheitels ca. 600 m, an der Farisbergkette ca. 1000 m.

Auf der Exkursion von 1892 kam man darüber ins reine, daß diese Gewölbescheiteldoppelung nicht das gleiche ist, wie eine schiefe Falte mit zerrissenem Mittelschenkel („Pli-faille“) oder eine „Überschiebung“ wie in der Brandungszone, denn

das Gewölbe steht im ganzen senkrecht, und die Überschiebungsfläche vertritt nicht einen verkehrten Mittelschenkel, sondern läuft mitten durch die Kette und durchschneidet die Scheitelregion. Alb. Heim schlug für diese Erscheinung den Namen „Scheitelbruch" vor.

Schardt hat einer, nach seiner Überzeugung ganz entsprechenden Erscheinung, die er im Gebiete der alpinen Deckfalten (Gastlosen) entdeckt hat, den Namen „Chevauchement anticlinal" (im Gegensatz zu „Chevauchement isoclinal" oder Flankenbruch) gegeben.

Eine weitere Eigentümlichkeit der Scheitelbrüche in der Mümliswiler- und Oensingerklus liegt in ihrem Verhalten im Streichen. Gegen W wird jeweilen das untere nördliche Gewölbe stärker und steigt höher, das obere zieht sich von der überdeckenden Lage mehr und mehr auf die Rolle einer Schuppe an der Südseite zurück; das Ausstreichen der Überschiebungsfläche bildet ganz spitzen Winkel zur Kette, von der N-Seite nach W über den Rücken zum S-Schenkel verlaufend. Wie nach W das untere Gewölbe bald die Kette allein beherrscht, so nach E das obere südlichere Gewölbe, indem das untere nördliche bald gegen E unter das obere hinabtaucht.

Weitere Scheitelbrüche von der klaren Durchbildung wie die genannten sind im Jura bisher nicht gefunden worden.

Die Auffaltung des Malm an der oberen N-Kante der Velleratkette ist wohl nicht hierher zu rechnen. Eher scheint es sich beim Salève um den Anfang eines Scheitelbruches zu handeln. Rollier hat auf eine Komplikation am N-Rand des Graiteryrückens hingewiesen, die sich nach den neuesten Untersuchungen von Buxtorf als Anfangsstadium eines Scheitelbruches bezeichnen läßt und die bis tief in den Kern der Kette das Gewölbe verdoppelt, noch ohne den einen Teil mit Bruch über den anderen zu schieben (Tafel XXIII Profil 7).

2. Grenchenberg. Ganz unerwartet und zu nicht geringer Verwunderung aller Jurageologen hat der Bau des Grenchenbergtunnels, der die Weißenstein- und Graiterykette durchsticht, und dessen Durchschlag am 27. Oktober 1914 erfolgte, uns noch eine neue, auf den ersten Blick unerhörte Komplikation kennen gelehrt. Glücklicherweise hat hier während des Durchstichs eine sehr zuverlässige, stetige geologische Kontrolle durch A. Trösch und A. Buxtorf stattgefunden. Wenn man die Profile von Buxtorf noch bis etwa 2000 m unter Meer zu ergänzen versucht (unsere Tafel XXIII Profil 7 und Fig. 96), so wird sofort einleuchtend, daß wir es im Grenchenbergprofil mit einem gesteigerten Gewölbescheitelbruch zu tun haben, während in der Graiterykette umgekehrt ein solcher in einem frühen Vorstadium stehen geblieben ist. Die Steigerung im Grenchenberg besteht im wesentlichen darin, daß — offenbar durch ein weiteres Fortgehen des Zusammenschubes über das Stadium der Oensinger- und Mümliswilerklus hinaus — die flachen überschobenen Scheitel noch stärker gewölbeförmig untereinander zusammengestoßen worden sind, so daß Gewölbe über Gewölbe liegt und zugleich die im früheren Stadium ebene Scheitelbruchfläche sich noch weiter nach innen und außen ausgebildet und dann noch durch den weiteren Zusammenschub, harmonisch dem ganzen Gewölbe, verbogen hat (Fig. 96).

Gewiß weckt diese Entdeckung nun auch Zweifel über manches andere Profil im Kettenjura. So kann man sich fragen, ob nicht der Felsen zwischen Welschenohr und Aeschermannsdorf (Tafel XXIII Profil 6) oder die isolierten Malmriffe in der

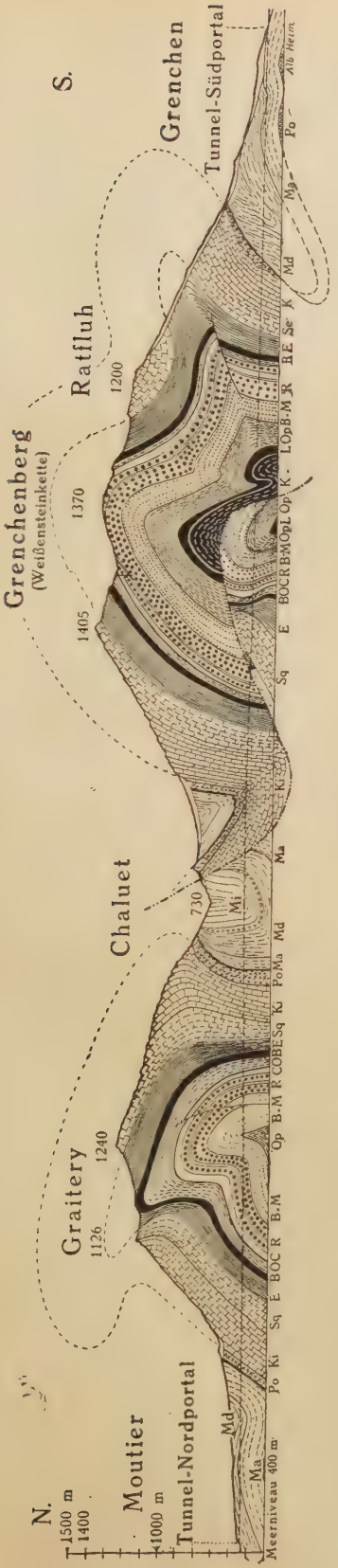


Fig. 96.

Geologisches Profil des Grenchenbergtunnels (Januar 1912 bis Januar 1915), beobachtet während des Baues von A. Buxtorf und A. Trösch (1:40000). Tertiär: Mi = miocäne Molasse, Md = Delémontien, Ma = Molasse alsacienne. Jura, Malm: Po = Portlandien, Ki = Kimmeridgien, Sq = Sequanien, E = Effingerschichten, B = Birmensdorferschichten, O = Oxfordien. Jura, Dogger: C = Callovien, R = Hauptrogenstein, B-M = Blagdeni-Murchisonae-Schichten, Op = Opalinuston. Jura, Lias: L = Lias. Trias: K = Keuper. —·—·—·— = Überschiebung, ------ = Tunnel.

Fortsetzung weiter östlich bis Balstal, im Guldental und noch andere mehr, ähnlich zu deuten seien wie das Kimmeridgeriff von Chaluet am Grenchenberg.

Nachdem Mühlberg die Gewölbescheitelbrüche im Jura entdeckt und viele von uns sie bestätigt hatten, und nachdem die ganze Überschiebungs- und Überfaltungszone des Kettenjura am Rande des Plateaujura nicht nur in der Hauptsache, sondern in ihren Einzelheiten aufgenommen und viele Profile publiziert und auf Exkursionen kritischer Fachgenossen bestätigt worden waren, ist es, trotz alles aufgewandten ehrlichen Fleißes, ein eitles Unterfangen von Anfängern gewesen, sich hier im Widerspruch zu Mühlberg ihre Lorbeeren bezw. ihre Dissertationen holen zu wollen. Dieselben (J. T. Mandy, H. Gerth, J. Celliers, W. Delhaes, de Villiers) waren hierzu angeregt und in ihrer Richtung bestimmt worden durch G. Steinmann („Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura", Zentralbl. f. Min., Geol. u. Palaeont. 1902). Die jungen Beobachter haben manches gesehen, was vor allen Mühlberg längst kannte. Was sie aber Neues, Abweichendes selbständig beigebracht haben, ist zum Teil mißverstanden oder falsch. Selbst an Stellen, wo man die Überschiebungen direkt als solche vor sich sieht, wollen sie noch mit winkligen erfundenen Verwerfungen fechten. Im besseren Falle drücken sie sich zweifelhaft aus und gestehen ihre Unsicherheit ein. Mühlberg und Buxtorf haben sich die Mühe genommen, sorgfältig auf diese Gegenmeinungen einzugehen und alles wieder nachzuprüfen. Daß Mühlberg und Buxtorf vollständig richtig beobachtet und aufgefaßt haben, ist schließlich doppelt klar aus den Nachprüfungen hervorgegangen, so daß wir von weiterer Diskussion absehen dürfen.

3. Erklärung der Gewölbescheitelbrüche (Fig. 97). Dieselben haben etwas verschiedene Erklärungen durch Mühlberg und E. Greppin gefunden. Mühlberg war geneigt, sich eine starke Erosion des Malmscheitels und sogar teilweise Unterspülung und Absenkung des einen Schenkels und dann erst Überschiebung des anderen zu denken. Greppin dagegen nimmt an, nur der Dogger unter dem Malmgewölbe habe zwei Sättel gebildet, dann seien dieselben unter Ausbildung einer regelrechten Faltenverwerfung übereinander geschoben worden. Beide Ansichten laufen auf das gleiche hinaus: Die Gewölbescheitel-

brüche sind aus kleinen Faltenknicken hervorgegangene Zerreißungen, sie sind Faltenverwerfungen in einem weiteren Sinne des Wortes.

Mühlbergs Auffassung möchte ich entgegenhalten, daß er sich die Erosion schon vor der Überschiebung des oberen Schenkels viel zu tief denkt. Der ganze Vorgang muß für die Juraschichten unabgedeckt im Innern des Gebirges stattgefunden haben, denn auch festes Gestein ist geschleppt, umgebogen, ohne in Schollen zu zerbersten; einzelne Scheitelbrüche sind noch jetzt hoch bedeckt und greifen tief hinab (Grenchenberg). Greppins Erklärung ist zu entgegnen, daß die Doppelung bei den Gewölben mit Scheitelbruch auch den Malm mitbetroffen hat. Wo der letztere jetzt im aufgeschobenen Schenkel fehlt, ist er nur seither abgewittert, im unterliegenden aber kann er nur unter der Bruchfläche, das ist eben meist außerhalb des Scheitels, liegen, weil er vom Scheitel der unteren Serie abgeschürft ist. Die Annahme, es sei immer eine Doppelung des Doggergewölbes unter einfachem Malmgewölbe vorangegangen, ist zu künstlich, und wo solches zutrifft (Gewölbe von Roche), ist oft kein Scheitelbruch entstanden, obschon es an Zusammenschub nicht gefehlt hat.

Fig. 97.
Gewölbescheitelbrüche nach Entwicklungsfolge.

Der Gewölbescheitelbruch kann deshalb nicht als eine gewöhnliche Faltenverwerfung der betreffenden Kette gedeutet werden, weil die Aufschiebungsfläche nicht den verkehrten Mittelschenkel in seiner Mitte spitzwinklig durchschneidet und ersetzt, sondern weil sie weit höher oben an der Scheitelregion, bald etwas vor, bald etwas hinter der nachher in ihrer Lage wohl noch etwas veränderten Scheitelhöhe, ansetzt und dann schief durch den Berg geht. Daß auf dem Gewölbescheitel eine scharfe Biegung, übergehend in Knickung, ansetzt, aus der sich bei weiterem Zusammenschub im geschlossenen Gestein eine Faltenverwerfung entwickelt, wird sofort verständlich, wenn wir uns denken, daß vorher über dem Gewölbescheitel eine Erosionsentlastung entstanden war. Dabei waren aber die Juraschichten des Gewölbescheitels noch nicht angegriffen, sondern der ganze Jura noch unter Molasse bedeckt, faltete sich samt der letzteren. Die aufgestoßenen Molasserücken waren dem Abtrag zuerst ausgesetzt, und dadurch war auf den Antiklinallinien eine Entlastung für die darunter liegenden Juragewölbescheitel entstanden, während die Synklinalen noch schwer gefüllt blieben. Die Folge dieses Zustandes war, daß beim weiteren Zusammenschub an dieser schwächsten Stelle die Aufbiegung verschärft wurde und die Knickung sich schließlich zu einer

immer tiefer greifenden Überschiebung entwickeln mußte. Auch ist verständlich, daß sich in dieser Scheitelbruchüberschiebung die einseitige Bewegungsrichtung geltend macht: Der aus erster Hand bewegte Südschenkel samt Gewölbe hat sich über den stehenden Nordschenkel geschoben (Fig. 97).

Der Umstand, daß das Auftreten der Scheitelbrüche weniger an eine Kette als an eine Region gebunden ist, und besonders, daß sie sich in der Nähe der Klusen befinden, im Streichen bald erlöschen, und daß sie sich nicht scharf an das Streichen des Gewölbes halten, wird dadurch verständlich. Die Verteilung und Anordnung war bedingt durch den Molasseabtrag, und dieser besonders durch die Vorläufer der in der Molasse angelegten Klusentäler.

Der Gewölbescheitelbruch ist also eine Art sekundäre Faltenverwerfung, provoziert durch Denudationsentlastung im Scheitel einer in Aufstauung begriffenen Antiklinale. Die meist starke Schleppung der getrennten Flügel beweist, daß der Vorgang immerhin noch im geschlossenen Gebirge vor dem Entblößen der Juragesteine stattgefunden hat.

Mühlberg hat ferner erkannt, daß die Kette in der Region eines Scheitelbruches am niedrigsten ist. Gewiß: wo der Südschenkel an flacher Überschiebungsfläche über den Nordschenkel eines Gewölbes wanderte, da konnte der Horizontalschub befriedigt werden, ohne daß es zu einer so hohen Gewölbeaufbäumung kommen mußte; das Gewölbe ist gewissermaßen über sich selbst zusammengebrochen, überschoben statt aufgestaut.

Längst war dieser Teil des Manuskriptes abgeschlossen, als Buxtorfs wichtige Arbeit über Hauenstein- und Grenchentunnel in den Verhandl. der naturf. Ges. Basel 1916 mit vollständigeren Profilen und weiteren Erörterungen erschien. Auch Buxtorf faßt die Erscheinungen in der Oensinger- und Mümliswilerklus mit denen am Grenchenberg zusammen. Auch er formuliert seine Theorie als „Kombination von Überschiebung und Faltung". Meine Bezeichnung als „Scheitelbruch" weist er zwar als „unhaltbar" ab, obschon sie genau das gleiche, nur mit etwas anderem Worte ausdrückt. An der obigen Darlegung ist nichts zu ändern. Zur Erläuterung der Entstehung des Grenchenbergprofiles gibt Buxtorf fünf aufeinanderfolgende theoretische Profile. Nach denselben beginnt die Erscheinung nicht mit einer Auffaltung, sondern mit einer flach geschnittenen Überschiebungsebene. Wie eine Aufschiebungsspalte, die einen dünnschichtigen, gewaltigen Schichtenkomplex ganz spitzwinklig einheitlich und eben durchschneidet, als etwas Primäres überhaupt entstehen soll, ist für mich unverständlich. Nur steile, unebene Brüche dieser Art sind ohne einleitende Faltenbewegung möglich. Nehmen wir aber den von Buxtorf gezeichneten primären, hypothetischen Überschiebungsbruch an, so müßte sich bei weiterem Zusammenschub einfach die Aufschiebung einer ebenen Platte ergeben, während zur Ausbildung scharfer Gewölbe, wie im Grenchenberg, keine Veranlassung bestünde. Die Gewölbebildung muß wenigstens zu einem bedeutenden Teil dem Bruche vorausgegangen sein, um das Grenchenbergprofil verständlich zu machen. Drei Bewegungsphasen waren notwendig: 1. Gewölbebildung, 2. Scheitelbruch mit Überschiebung, 3. weiterer Zusammenschub unter Mitfaltung der Scheitelbruchfläche. Das von Buxtorf angenommene Anfangsstadium eines Überschiebungsbruches hat noch niemand irgendwo gesehen; das von mir angenommene der Faltenknickung im Scheitel liegt in der Graiterykette vor.

Von den liegenden Falten und Überschiebungen (Tafel XXII und XXIII).

Peter Merian und Alb. Müller hatten Überlagerungen von Älterem auf Jüngerem am N-Rand des Kettenjura erkannt. A. Escher und dann auch C. Mösch zeichneten in ihren Profilskizzen aus jenen Zonen nach N überliegende Falten mit verkehrten Mittelschenkeln. Der Durch-

stich des Bözbergtunnels führte zu einer überraschenden Beobachtung eines solchen Falles („Beiträge" IV. Lieferung 1867). Das Miocän greift weit südlich unter die Jurakette. Das Ausdünnen mancher Schichtmassen des Mittelschenkels bis zum Zerreißen war aus Alpen und Jura bekannt. Allein der Gegensatz solcher mit den Falten streichender Überschiebungsflächen gegenüber den Verwerfungen wurde lange nicht präzisiert.

Heute ist festgestellt, daß die wirklichen Brüche im Kettenjura sich mit seltenen Ausnahmen deutlich in die beiden Bruchtypen der Horizontalbewegungen einordnen:

1. Die große Mehrzahl sind mehr oder weniger flach liegende oder S fallende, longitudinal streichende Überschiebungen.

2. Die geringere Zahl sind steile, die Ketten quer durchschneidende Bruchflächen mit horizontaler Transversalverschiebung.

Wir haben hier zunächst die Überschiebungen zu besprechen.

Während die echten Verwerfungen in ihren Flächen sehr steil oder senkrecht stehen, schwankt die Neigung der Überschiebungsflächen im Kettenjura zwischen 0 und wenigen Graden; sie erreicht oft 20—30°, nur ausnahmsweise 45° oder mehr. Die Rutschstreifen auf der Überschiebungsfläche laufen ungefähr in ihrer Fallrichtung. Während bei den Verwerfungen bei schiefer Stellung der Bruchfläche der oben gelegene Flügel fast immer der relativ abgesunkene ist („Regel von Schmidt") ist dagegen an den streichenden und flacher fallenden Bruchflächen der Kettengebirge umgekehrt der obere Flügel über den unteren hinaufgeschoben, so daß ältere Schichten auf jüngeren liegen. Während bei den echten Verwerfungen die Erdrinde eher etwas auseinandergezerrt erscheint, ist sie auf den flacher fallenden, streichenden Bruchflächen der Kettengebirge stark zusammengeschoben.

Es ist ein immer wiederkehrender Irrtum, Überschiebung und Faltung als etwas prinzipiell Verschiedenes, Gegensätzliches anzusehen. Die Überschiebungen in den Kettengebirgen sind aber fast überall, wo wir sie genügend kennen, potentierte, übertriebene oder „forcierte" Falten. Indem Mühlberg zuerst die große Bedeutung der Überschiebungen im östlichen Jura erkannt und genau nachgewiesen hat (1889), befand er sich gar nicht, wie er selbst noch in den „Erläuterungen" Nr. 3 meint, mit seiner „Überschiebungstheorie im Gegensatz zur Faltentheorie". Vielmehr feiert die letztere in Mühlbergs Resultaten für den Jura und in Schardts und Lugeons Resultaten für die Alpen ihre höchsten Triumphe, denn alle diese Überschiebungen sind eine früher nicht geahnte Potenz der Falten. Es handelt sich hier um die „Faltenverwerfungen" (Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, 1878), „pli-failles", „Faltenbrüche", „Chevauchements", „Überschiebungsfalten", welche verschiedenen Bezeichnungen ihnen im Laufe der Zeit gegeben worden sind.

Daß die Überschiebungen nicht mit einem flachen scharfen Bruch beginnen können, sondern stets von einer Falte ausgehen müssen, scheint mir unabwendbare mechanische Notwendigkeit zu sein. Welches Messer wollte zuerst eine solche Trennungsfläche geschnitten haben? Ein primärer, spitzwinklig durch eine gewaltige Masse feingeschichteter Erdrinde glatt durchgehender Bruch ist als allererste Äußerung des Horizontalschubes undenkbar. Eine aufschiebende Bewegung auf solchem Bruch würde wegen den einander entgegenstehenden Schichtenden einem maximalen Reibungswiderstande begegnen. Erst ein Umkippen der Schichtenden in Schleppstellung, d. h. eine Faltung, könnte die Aufschubbewegung gewähren. Stauung ungefähr in der Schichtrichtung mußte zuerst große oder kleine Falten, dann Knickungen ergeben. Diese können sich durch die ganze Masse fortpflanzen. Bei weiterer Bewegung zerreißt ein zu kurzer Mittelschenkel, und die Bruchfläche entwickelt sich aus den Schichtfugen der Fältchen, nicht denselben entgegenstehend, zur Überschiebungsfläche. Ihre erste Anlage war eine Falte. Auch Gosselet ist durch eingehende Untersuchung zu dem Resultate gekommen, daß alle Überschiebungen der Gebirge als Falten begonnen haben und begonnen haben mußten. Ob noch Mittelschenkelreste zu beobachten sind, oder ob sie ganz zerrieben sind, ob die Gewölbe und Mulden mit Umbiegung in die Schubfläche hineinlaufen oder glatt an derselben abgescheert sind, das sind sehr wenig bedeutende Unterschiede

in der weiteren Ausbildung der Überschiebungsfläche, die absolut nicht dazu berechtigen, nun die Überschiebungen in zwei verschiedene Typen zu teilen. Zu Hunderten zählen die Stellen, wo diese Rudimente der Faltenabstammung vorhanden sind, während der hypothetische primäre, reine, flache Bruch als Anfangsstadium einer Überschiebung überhaupt niemals gesehen worden ist und niemals wird nachgewiesen werden können. Er bleibt eine überflüssige Hypothese. Nur als Nebenerscheinungen können auch Schübe entstehen, die vorher entstandene Trennungen benutzen.

Der Vorgang der Ausbildung einer Faltenüberschiebung führt zu etwas verschiedenem Ende je nach der Größe der ihm zugrunde liegenden Falte:

1. Ist die erzeugende Falte ziemlich groß, so werden alle Zwischenstadien, besonders III, 4—6 (S. 582) deutlich durchlaufen. Reste von Gewölbe- und Muldenumbiegungen mit Ausdünnung gegen die Schubfläche hin, Fetzen zerrissener Mittelschenkel werden sich finden. Diese Erscheinungen haben für die Deutung der Überschiebungsflächen den gleichen Sinn wie ein rudimentäres Organ in der Entwicklungslehre; sie sind Relikte des Faltenmittelschenkels und beweisen die Entstehung der Überschiebung aus der Übertreibung einer übergelegten Falte.

2. War das Ausmaß der ursprünglichen Falte im Verhältnis zur jetzigen Überschiebung sehr gering, also das den Mittelschenkel ergebende Stück, im Querprofil gemessen, relativ sehr kurz, so verlaufen die Stadien III, 4—6 so kurz wie eine „abgekürzte embryonale Entwicklung"; sie werden fast übersprungen, und die Bewegung nimmt sehr früh den Charakter von Stadium 6 und den folgenden an. In diesem Falle ist fast nichts von Mittelschenkel zu finden. In der Rutschfläche liegen nur Reibungsbreccien, „Mylonite", „aufgearbeitete Materialien", teils von den Rutschflächen abgerieben, teils zerriebene Mittelschenkelreste. Mulden- oder Gewölbeumbiegungen waren zu kurz, als daß sie nicht bald völlig weggeschliffen worden wären. Es ist eine Überschiebung entstanden, von der es heißt, sie sei eine „reine Überschiebung" ohne Anzeichen von Faltennatur — und doch ist sie aus einer Falte entstanden und gehört als Endglied in die Reihe der liegenden Falten.

Im Jura wie in den Alpen erweist sich vielfach durch direkte Beobachtung die „reine Überschiebung" als Abkömmling einer Falte, denn sie liegt und streicht wie die begleitenden Falten, sie mischt sich in ihre Zonen, sie geht im Streichen in Falten über und schwankt durch alle Übergangsformen; sie löst Falten ab, und wo sie dem Untertauchen nahe ist, geht sie oft noch in die einfache Falte, ihre Jugendform über! Die Überschiebung würde nicht innerhalb ein und derselben Kette mit schiefer oder gerader Falte abwechseln, wenn sie nicht selbst als Falte geboren wäre!

Unsere Juraprofile enthalten Beispiele verschiedener Typen von Überschiebungsfalten und bis zur Reinheit ausgebildeter Überschiebungen. An einzelnen Stellen ist die Gewölbeumbiegung mit Ausdünnung gegen den Mittelschenkel noch erhalten. An anderen Stellen ist dieselbe längst durch Verwitterung zerstört, dagegen hat dafür der Abtrag in einzelnen Fällen die Muldenumbiegung entblößt, die den Mittelschenkel über sich selbst zurücklegt und nach der Überschiebungsfläche hin ausdünnt. Im allgemeinen ist der Mittelschenkel um so stärker reduziert und geht um so öfter in eine reine Überschiebungskluft über, je flacher die Überschiebungsfläche liegt, je kürzer der ursprüngliche Mittelschenkel war und je größer der Betrag der Überschiebung geworden ist. Auch bei den schuppenförmigen Häufungen der Überschiebungen sind oft noch Anzeichen vorhanden, die die Fältelung als Embryonalform der Schuppung verraten. Bald trifft man Reste scharfer Umbiegungen in der Gewölbe- oder Muldenregion, oder das eine oder andere davon ist irgendwo in der streichenden Fortsetzung zu sehen. Feste, spröde Gesteine sind am häufigsten rein abgebrochen und steif geschoben, und dünnschichtige Gesteine mit tonigen Zwischen-

schichten lassen am ehesten noch Umbiegungen erkennen. Freilich tritt uns auch in der Beurteilung dieser Dinge eine Unsicherheit entgegen dadurch, daß Reste primärer Umbiegung und nachträglich an der Überschiebung entstandene Schleppung ununterscheidbar sein können. Daß hie und da alle entscheidenden Aufschlüsse fehlen, ist nicht verwunderlich. Es ist völlig gerechtfertigt, von Falten einerseits und Überschiebungen andererseits zu reden. Nur muß man sich dessen bewußt bleiben, daß beide sich nicht nach ihrer Ursache und Entstehung, sondern nur in Art und Grad ihrer Ausbildung unterscheiden und, entsprechend ihrer Blutsverwandtschaft, einander vertreten und ineinander übergehen können, ohne im Gegensatz zueinander zu stehen.

Die weit entwickelten und breiten Überschiebungen im Juragebirge gehören ausschließlich der Brandungszone des Kettenjura auf den S-Rand des Tafeljura östlich der Birs an. Zahlreiche weitere Überschiebungen, aber fast immer von geringerem Ausmaß, treffen wir westlich in den am weitesten gegen NW ausbiegenden Faltenzügen des französischen Jura.

Beispiele von liegenden Falten und Überschiebungen.

a) Schiefe Falten mit relativ steilem (20—45° oder darüber) Mittelschenkelbruch sind:

Nach N überliegende Falte, südlich fallende Bruchfläche: Lägern, Wasserfluh, Dottenberg und Schöntalfluh im Hauensteingebiet, Hohe Winde, Rangierskette auf manchen Strecken, Beaugourd, Chasseronkette, Noirmontkette gegen Vallée des Rousses, Reculetkette, Salève.

Nach S überliegende Falte mit nördlich fallender Bruchfläche oder nördlich einfallendem verkehrtem Mittelschenkel: Rangierskette westlich von Delsberg, Mont de Baume, Forêt de Risoux gegen Vallée des Rousses (V. de Joux) (ebensogut als breite Fächerfalte zu nehmen).

Einzelne streichende, gegen N oder S fallende Faltenbrüche des Juragebirges überraschen durch ihre ungewöhnlich steile Lage von über 45°, sogar bis 80°.

Petites Crosettes S La Chaux-de-Fonds (Jules Favre), Grande Velour in der Chaîne du Reculet, Champ fromier u. a. (nach den Profilen von Schardt, Livret-Guide géol., 1894).

Die übrigen Merkmale der Horizontaldislokation fehlen auch hier nicht: streichende Lage, die Schichten an den Flügelrändern stark gegeneinander umgebogen, der obere Flügel überschoben, der Bruch im Streichen in eine Falte übergehend. Die ausnahmsweise so ungewöhnlich steile Lage des Faltenbruches entspricht hie und da einer kleinen, sich steil hinab fortsetzenden Knickung der Schichten; sie kann aber auch in anderen ähnlichen Fällen dadurch zustande gekommen sein, daß eine zuerst flachere Bruchebene durch fortgehende faltende Bewegung in steilere Lage gedreht worden ist. Am häufigsten gehen solche steile Überschiebungen aus der Übertreibung der Fächerfalten hervor; in seltenen Fällen hat vielleicht die Bewegung Gelegenheit gehabt, einen zufällig schon vorhandenen Bruch zu benutzen.

b) Ein verkehrter reduzierter Mittelschenkel von ganz flach überliegender Falte ist erhalten.

Nördlich unter dem Dielenberg W Bennwil am Spitzenbühl, N-Hang (Rangierskette S Liesberg).

c) Ein teilweise zerrissener Mittelschenkel ist z. B. zu beobachten:

Neunbrunnen S Waldenburg (Rollier, „Beiträge" n. F. Lfg. VIII). An der Unterfläche des fast horizontalen verkehrten Hauptrogensteins findet man gegen oben eingetiefte Bohrmuschel-

Fig. 98. Profil westlich am Staffeleggpasse bei Aarau nach Alfred Amsler 1916

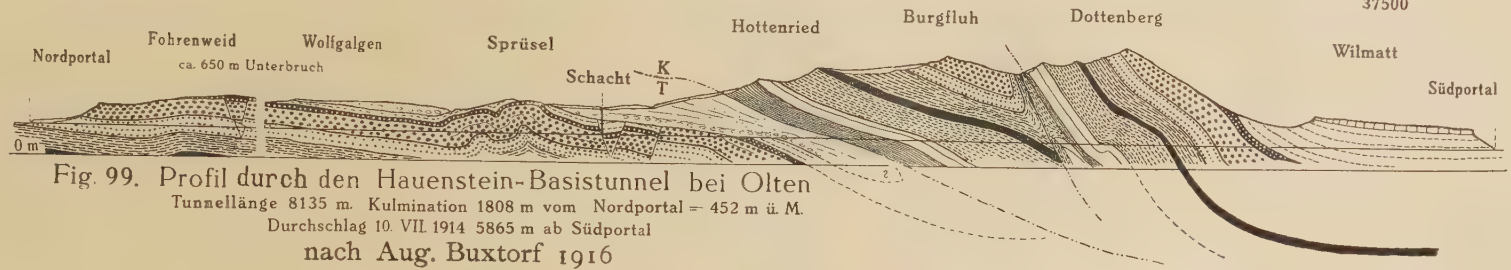
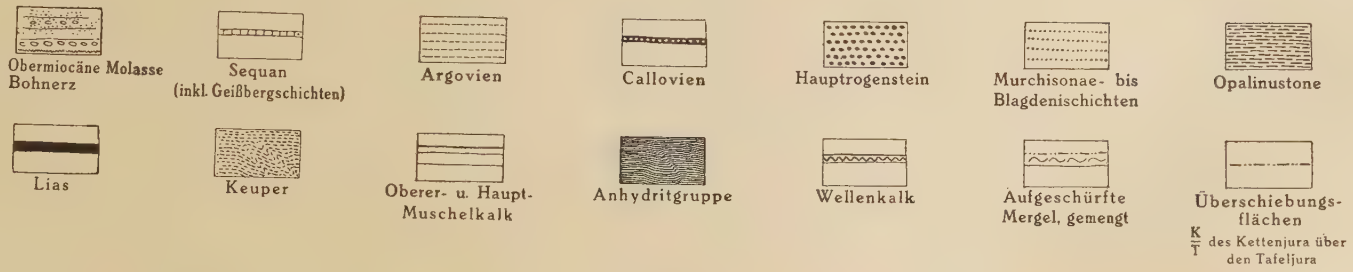


Fig. 99. Profil durch den Hauenstein-Basistunnel bei Olten
Tunnellänge 8135 m. Kulmination 1808 m vom Nordportal = 452 m ü. M.
Durchschlag 10. VII. 1914 5865 m ab Südportal
nach Aug. Buxtorf 1916



löcher, was allein schon die verkehrte Schichtfolge charakterisiert. Darunter finden sich erst eine Reihe Fetzen von Dalle nacrée, dann auch Birmensdorferschichten, eingeknetet und eingeschleppt in die Mergelschiefer des Cornbrash und der Effingerschichten, die die Rolle eines Schmiermittels im Mittelschenkel übernommen haben. Tiefer folgen zusammenhängend gedoppelt die Sequankalke. Die verkehrte Schichtfolge von Hauptrogenstein oben bis Sequan unten ist an dieser Stelle in allen ihren Gliedern vorhanden, aber diese sind in Fetzen zerrissen, die Fetzen der festeren Gesteine in die weicheren eingeknetet und die letzteren von flachen Rutschspiegeln durchsetzt. In geringer Entfernung setzt der Mittelschenkel wieder aus, und die Dislokation nimmt die Form reiner Überschiebung an.

d) Schöne Gewölbeumbiegungen liegender Falten, sich nach dem unterliegenden Mittelschenkel oder der ihn vertretenden Überschiebung ausdünnend, sind z. B. zu konstatieren:

An den Muschelkalkschuppen westlich Wisen. Homberg bei Läufelfingen im Dogger. Im Muschelkalk am Kai NNW Waldenburg. Am N-Rand der Rangierskette finden wir am Lindenberg und Kienberg bei Büsserach, ferner am Stürmer und bis zum Landsberg in Dogger und Malm die liegende Gewölbeumbiegung mit Ausquetschung rückwärts nach dem Mittelschenkel in ausgezeichneter Erhaltung.

e) Gut erhaltene Muldenumbiegungen liegender Falten oder Überschiebungen mit Übergang des Muldenschenkels in den Mittelschenkel, manchmal unter Ausquetschen bis zur Überschiebungsfläche, die denselben vertritt, sind beispielsweise konstatiert:

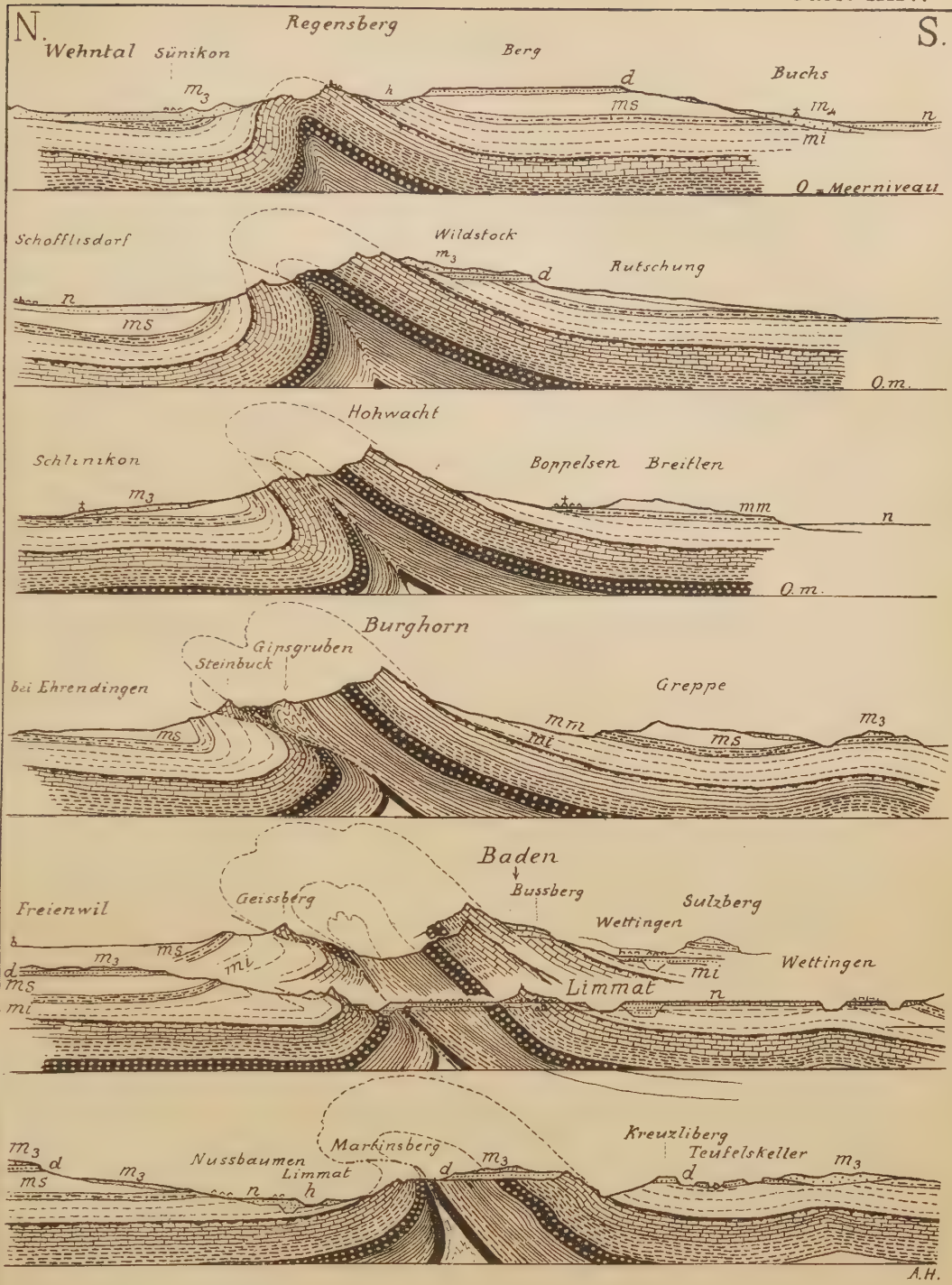
Unter dem N-Rand der Homburgkette S Bennwil. Einschlag W Bennwil vollständige liegende Umbiegung vom Keuper bis zum Tertiär, letzteres als liegender Muldenkern.

Bei Bretzwil südlich der Überschiebungsklippe von Brand und Kirchberg kommt bis Rebenfluh der aus dem Muldenschenkel (Tafeljura) als Muldenumbiegung aufgestülpte Südrand des Tafeljura entblößt zum Vorschein; er ist dort in Mittelschenkellinsen etwa 1200 m weit nach N in die Überschiebungsfläche hineingeschleppt.

f) Liegende Falten, welche sich zu Überschiebungen (Chevauchements) entwickelt haben, unter völligem Zerreißen und Aussetzen des Mittelschenkels, beachtet man z. B.:

Lägern S Ehrendingen, Breite der Überschiebung ca. 500 m (Tafel XXV). Staffelegg N Aarau, Überschiebung von Muschelkalk von 1 bis zu 2,5 km, Überschiebungsfläche schwankend zwischen 5 und 20° S Fall. Diese Region ist sehr sorgfältig und gründlich dargestellt nach Mühlberg durch A. Amsler (Eclogae 1915), welchem wir das Profil Fig. 98 entnehmen. Hauensteinbasistunnel, steile Überschiebung des Dottenberg gegen N mit Resten des verkehrten Mittelschenkels, flache Überschiebung unter der Burgfluh ohne solche (Fig. 99). Weitere Beispiele von Überschiebungsflächen: Unter dem Muschelkalk des Wiesenberges (Tafel XXII Profil 4), ca. 2,5 km in N-S-Entwicklung, mit im Mittel 10° S-Fallen; Kellenberg in der Paßwangkette mit ganz horizontaler Überschiebung, ca. 1 km breit; Dielenberg in der Rangierskette, 3 km Überschiebung mit 0 bis 10° S-Fall (Tafel XXII Profil 5); Kastelhorn bei Arboldswil, Überschiebung von gefalteter Trias bis Malm über Miocän auf 4 km, Fall der Fläche 0 bis 10° S; Stürmer (Rangierskette) ca. 2 km, Aufschubfläche 5 bis 10° S-Fall (Tafel XXIII Profil 6).

Wenn die liegende Überschiebung, wie in den meisten oben genannten Fällen, 2 bis 4 km Breite erreicht, so entledigt sie sich immer mehr der noch anhängenden Reste ihrer Jugendstadien. Der Mittelschenkel verschwindet auf weite Strecken; die Schichtstellung der überschobenen Masse wird immer mannigfaltiger und unabhängiger. Es wird ein gefaltetes Gebirge dem liegenden Gebirge aufgeschoben. Die ursprünglichen Gewölbeumbiegungen und Muldenumbiegungen der ersten liegenden Falten



Die Lägern, das Ost-Ende des Kettenjura

1 : 40000

Diluvium

- n Nieder-Terrasse
- h Hoch-Terrasse
- d Deckenschotter
- m_{1-4} Moränen

Tertiär

- ms, mm, mi — Molasse
- Bohnerz (eoc.)

Jura

- Malm
- Dogger
- Oxfordinus & Lias

Trias

- Keuper
- Muschelkalk
- Thermen

Alb. Heim, Geologie der Schweiz

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

werden weggeschürft, die ersteren dazu noch abgewittert. Die Überschiebungsfläche scheert immer weiter rückwärts ins nachrückende überschiebende Gebirge hinein, und immer mehr kommen nun Massen zur Überschiebung, die ursprünglich mit der ersten liegenden Falte nicht verknüpft waren, sondern weit hinter derselben lagen. Eine liegende Falte war der Lenker des Schicksals, sie hat den Schub in diese Bahn der Auslösung geleitet — es ist eine genetische Reihe.

g) Durch Erosion abgetrennte Stücke von Überschiebungsplatten (Nappes de recouvrement, Decken), sogen. Überschiebungsklippen, kommen durchweg in der Grenzzone von Ketten- und Tafeljura vor. Der erstere hat seine liegenden Falten 3 bis 8 km weit auf den Tafeljura hinaufgeschoben, und dort sind sie durch Verwitterung in Bruchstücke auseinandergelöst worden. Älteres Gestein liegt wechselvoll, hie und da flach und parallel, öfter diskordant in sich selbständig gefaltet, nach unten glatt abgescheert auf jüngerem Gesteine. Alb. Müller (Basel) hat die Überschiebungsklippen hier zuerst entdeckt, Mühlberg hat sie eingehend untersucht und kartiert; weitere Untersuchungen sind im Gange.

Zu diesen Überschiebungsklippen zählen von W nach E (Tafeln XXII—XXIV) zwischen Birs und Vorburg- (Terri-) kette: Rohrberg, Flüematt, Landsberg, Im Stürmen, Thierstein bei Büsserach. Nördlich zwischen Meltingen und Bretzwil: Rebenfluh, Kirchberg, Mühleberg, Buchenberg und Brand. Nördlich zwischen Bretzwil und Reigoldswil: Balsberg, Schweini, Binzenberg, Richtenberg und Bärsberg. Von Reigoldswil gegen NE folgen: Flühgraben, Reifenstein, Horn, Hornifluh, Reetschen, Kastelenhorn, Hochgrütsch und Glingg. Weiter nördlich, den wenigen Ketten draußen im Tafeljura zugehörend, liegen die Überschiebungsklippe Buchenberg S Seewen und im Inneren des Kettenjura SW Waldenburg die hintere und vordere Egg und das Kellenköpfli.

Es gibt auch im Inneren des Jura noch manchen Fetzen, der vorläufig zaghaft als abgerutscht bezeichnet wird, aber eine Überschiebungsklippe sein könnte. Den oben genannten völlig analoge Überschiebungsklippen finden sich in den Umgebungen von Salins. Überdies kann die stets vertieftere tektonische Untersuchung des Jura noch manche Überraschung bringen. Unsere Erkenntnis ist noch unvollkommen.

Das Auslaufen der Überschiebungszone nach E und W.

Zum Schlusse dieser langen Aufzählung von verschieden ausgebildeten Überschiebungen muß folgende wichtige Tatsache hervorgehoben werden: Die gesamte Brandungszone des Kettenjura mit ihrer Häufung von Überschiebungen streicht gegen E, sich vom Tafeljura entfernend, bis zu ihrem Verschwinden hinaus. An der Innenseite biegt eine Kette um die andere etwas gegen ESE ab und erlischt. Am weitesten und geradlinig verläuft die nördlichste, mit der Lägern nach E endigend (Tafel XX). Dabei verändern diese erlöschenden Ketten ihr Profil. Recht zusammenhängend ist dies in der Lägernkette zu beobachten, die einen regelrechten Abbau vom liegend scharf überschobenen Gewölbe durch das wenig überkippte Gewölbe durchmacht, bis sie endlich als sanftes schiefes Gewölbe unter die Molasse taucht (Tafel XXV). Die ganze Brandungszone in allen ihren einzelnen Gliedern baut ihre Überschiebungen nach E ab zu einfachen Falten und erlischt in solchen.

In der Fortsetzung der Brandungszone des Kettenjura gegen W erlöschen die Hauptketten nicht, sie streichen weiter. Aber damit, daß sie westlich über den

Schwarzwald hinaus vor den Rheintalgraben treten, bauen sie sich ab. Aus Überschiebungen werden etwas überliegende Falten, Fächerfalten, normale Falten. In jener Region, besonders an der nördlichsten Hauptkette von Erschwil bis an den Lomont, wiederholt sich der Wechsel von Überschiebung, schiefer und normaler Falte mehrfach in der gleichen Kette.

Weiteres betreffend Erklärungsversuche der Überschiebungsklippen.

Mühlberg hatte sich 1892 drei verschiedene Hypothesen zurecht gelegt. Nach der „Einschiebungshypothese" sollten die Klippen in südlich geöffnete Erosionsgräben des Tafeljura wie durch eine große Verzahnung eingedrungene Stücke des Kettenjura sein. Nach der „Abrutschungshypothese" sollte der Nordfuß des Kettenjura untergraben worden sein, so daß Schichtpakete von dessen Höhen auf den vorliegenden Plateaujura hinabrutschten. Mühlberg gab aber schon damals, wenn auch zögernd, der „Überschiebungshypothese" den Vorzug.

Für die Überschiebungshypothese war die Tatsache entscheidend, daß an manchen Orten der Muschelkalk der Überschiebungsklippen (das ist der Gewölbekern der großen Überschiebung) noch über der ganzen Überschiebungsfläche gefaltet, aber m Zusammenhang südlich verfolgt werden kann, bis er in die Tiefe, das ist in die Wurzel der Überschiebungsfalte hinabsteigt. Ebenso beweisend für Überschiebung bleibt, daß man sehr oft den der Klippe unterliegenden Tafeljura bis und mit seiner Decke von Miocän nicht nur rings um den N-Rand der Klippe, sondern in den beidseitigen S-N-Tälern auch 1—2 km weit südlich unter die Klippe hineinstechen sieht (Muldenkern der großen Überschiebung). Auf der Strecke Büsserach-Meltingen kann man „von W nach E deutlich den Übergang von der normalen Gestaltung des N-Schenkels der Kette, bezw. des aufgestülpten S-Randes des Tafeljura, zur Überkippung oder Umstülpung und endlich zur Überschiebung Schritt für Schritt verfolgen" (Mühlberg). Längst (ca. 1873) war vom Bözbergtunnel das Obermiocän weit südlich unter dem Kettennordrande durchstochen worden, und daselbst sinkt es stets noch gegen S ein. Im Hauensteinbasistunnel endlich reicht unter der prachtvollen Überschiebungskluft, die mit aufgeschürften Materialien gefüllt ist, Obermiocän 500 m weit südlich vom Überschiebungsrande des Muschelkalkes und fällt dort noch weiter mit ca. 20° gegen S. Die großen Überschiebungen am N-Rand des Kettenjura sind dadurch aus der Theorie in die Rubrik der Erkenntnistatsachen vorgerückt; Mühlbergs Annahme der Überschiebungsklippen ist erwiesen.

Mühlberg zieht sodann zur Erklärung der Vorgänge der Überschiebung, deren volle Größe anzuerkennen er immer noch zu ängstlich blieb, Erosionsabtrag zu Hilfe, der die Bewegungen erleichtert haben soll. Aber in dieser Beurteilung der Erosionsvorgänge und ihrer Einwirkung auf die Tektonik am N-Rand des Kettenjura kann ich ihm nicht beipflichten.

Nach meiner Überzeugung lagen zu Beginn ihres Schubes über den Klippen Glingg, Kastelhorn usw. noch 500 m jurassische Gesteine, und fast alles war noch in Molasse eingewickelt. Reigoldswil, Baberten, Löhrenberg, Wiesenberg waren noch mit wenigstens 800—1000 m Gestein bedeckt. Wenn dem anders gewesen wäre, so würde das Überschiebungsgebirge in seiner ganzen, 4—5 km breiten Zone nicht Rest einer gefältelten Platte sein, nicht Stirnumbiegungen aufweisen, sondern ein Haufwerk auseinander gefallener und durcheinander gestoßener Trümmer darstellen. Nur im geschlossenen Gebirge unter Belastung konnten die vorhandenen Formen entstehen. Der ältere

Erosionsabtrag hatte mit dem Molassemantel genug zu tun. Die äußeren, bei der Bewegung auseinander geborstenen Gesteinsmassen, sind jetzt verschwunden.

Gewiß provoziert Erosion an den Faltenstirnen Schuppen. Im einzelnen mag hie und da auf solche Veranlassung hin eine Überschiebung ohne deutlich vorangegangene Faltung direkt einem reinen Bruch nachgefolgt sein. Das war möglich bei lokal ungewöhnlich starker Erosionsentlastung oder wo recht steife Schichtpakete in relativ plastischen Massen eingeschlossen waren. Für Veranlassung durch Erosionsentlastung bin ich um ein sicheres Beispiel verlegen; die zweite Möglichkeit dagegen ist sichtlich oft in den geschuppten Muschelkalkkernen der Brandungszone (Wiesenberg usw.) wirksam gewesen. Es handelt sich hier nicht um etwas von der Faltung prinzipiell Verschiedenes, sondern nur um eine durch die mechanischen Verhältnisse der Gesteine bedingte, etwas abweichende Auslösungsform des faltenden Zusammenschubes.

Während Steinmann und einige seiner Schüler die Erscheinungen des Kettenjura in gewöhnliche Verwerfungen aufzulösen trachteten, hatte schon früher Rothpletz („Geotektonische Probleme") versucht, die Überschiebungen im Kettenjura als ganz unabhängig von der Faltung anzusehen und mit ebenso unabhängigen Längsverwerfungen zu kombinieren. Greppin (Verhandl. d. naturf. Ges. Basel 1895, Bd. XI Heft 1) hat es der Mühe wert gefunden, diese erkünstelten Konstruktionen zurückzuweisen und ihnen gegenüber die Überschiebungen im Jura als „forcierte Falten", Faltenverwerfungen mit verkehrten, reduzierten oder zerrissenen und ausgebliebenen Mittelschenkeln in allen Übergängen festzuhalten, was sie für jeden Beobachter sind, der in diesen Gebieten vorurteilslos viel gesucht und gesehen hat. Es handelt sich hierin längst nicht mehr um eine Theorie, sondern um die sichtbaren Tatsachen.

Richtung des Überliegens und Rückfaltung.

Die Richtung, nach welcher schiefe und liegende Falten ihre Stirn gewendet haben, ist, wie die obigen Beispiele zeigen, wechselnd. Am maßgebendsten für die Richtung des Überliegens ist offenbar die Richtung des einseitigen Dislokationsschubes. So ist es denn gekommen, daß zirka vier Fünftel der überliegenden Falten im Juragebirge nach der Außenseite des Faltenbüschels gekippt oder gar überschoben sind (vergl. späterer Abschnitt über die Einseitigkeit). Zum Überliegen und Überschieben nach der Innenseite gibt es lokale Gründe: tieferer Stand des Innenfußes der werdenden Falte, freierer Raum an der Innenseite. Auch noch allgemeine mechanische Ursachen können betätigt gewesen sein: 1. Wenn durch weiteren Schub eine Kette mehr ausgebogen wird, wird sie zugleich gestreckt. Ihre Wurzel muß dem Schube, der dort unten angreift, nachgeben; ihr freierer Scheitel dagegen folgt seiner Sehnenspannung und legt sich nach der Innenseite über, sich so einen Teil der Streckung ersparend. 2. Je mehr ein Gebirge zusammengeschoben wird, desto mehr häuft es Widerstände in sich selbst an. Fortdauernder Schub wird die Basis den vorhandenen Falten unterschieben, wobei die höheren Teile am leichtesten oben, gegen den Schub rückwärts übersinkend, ausweichen können.

Dieses Ausweichen der Falten mit Überkippen und Überschiebungen dem Schub entgegen ist als Rückfaltung (Sueß) bezeichnet worden. Es ist selbstverständlich, daß in jedem Kettengebirge die Rückfaltung am meisten erst in den späteren Phasen der Faltung sich einstellt. Die Mehrzahl der Falten oder Überschiebungen im Juragebirge, welche gegen S überliegen, sind Rückfaltungen in diesem Sinne. Nicht die Richtung der großen Dislokationsbewegung hat gewechselt, sondern nur die Richtung, in der die Gebirgsglieder am ehesten ausweichen konnten.

Die Rückfaltung ist auch in den Alpen gewaltig ausgebildet und hat an deren S-Abhang die Bezeichnung „insubrische Phase" (Argand) erhalten. Unpassend scheint mir ihre Anwendung auf den Jura. Daß Rückfaltung im Jura wie in den Alpen vorkommt, wußte man längst. „Eine neue Analogie mit den Alpen" liegt nicht darin.

Beispiele von Rückfaltungen im Jura bieten: In gelindem Maße Born bei Aarburg; kräftiger: Rangierskette längs des Delsbergerbeckens, Weißensteinkette bei Günsberg (vergl. auch Profiltafeln XXII—XXIV und Fig. 113), Raimeuxkette östlicher Teil (Mitteil. Buxtorf), Malmont usw.

Der Kettenjura als gefaltete Abscherungsdecke.

Literatur:

A. Buxtorf in „Beiträge" n. F. Lfg. XXI 1908; ferner in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911 S. 366 und in Verhandl. d. naturf. Ges. Basel 1916.

Betrachten wir die Querprofile durch einige kräftigere Juraketten (z. B. Tafel XXIII Profil 6 u. 7). An der Faltung nimmt fast überall noch der obere Muschelkalk in harmonischem Anschmiegen an die überliegenden Schichten teil, während die Gewölbekerne mit verworren verkneteten Massen der Tone des mittleren Muschelkalkes gefüllt sind und kein unterliegendes Gestein mehr sichtbar wird. Versuchen wir jetzt, diese Profile in die älteren Gesteine, Wellenbildung, Buntsandstein, Perm, kristalline Gesteine hinab zu ergänzen, so stoßen wir auf eine Unmöglichkeit, die Mühlberg schon vor 20 Jahren oft betont hat, ohne Ausweg zu finden. Es ist nicht möglich, diese älteren Gesteine harmonisch in die sichtbare Faltung einzuordnen. Die Weite und Größe der Falten hängt von der Mächtigkeit des gefalteten Komplexes ab; die Form dieser Jurafalten zeigt, daß die Schichten älter als Mitteltrias darin nicht mehr Platz finden und nicht harmonisch mitgefaltet sein können! Seit 1889 schon zeichnete Mühlberg seine Profile der Brandungszone genau diesen Beobachtungen entsprechend. Die tieferen Schichten blieben von der Faltung ausgeschlossen. Und doch sollte man denken, daß sie den gleichen Zusammenschub erfahren haben müßten. Mühlberg vermutete, daß unter einem glatten Schichtgewölbe die tieferen Schichten enge Sekundärfältelung, noch tiefer gedrängte Schuppung zeigen und die Grundlage entweder gar nicht oder nach unten ausgebogen sei.

Die Faltungsform der tieferen Schichten muß gewiß eine ganz andere sein, unabhängig und disharmonisch zu den oberen. Vielleicht ist es eine Faltung nach unten; vielleicht hat sich dort der Zusammenschub in Verdickung mit steiler Transversalschieferung vollzogen; vielleicht hat er sich an einem anderen Orte in größerer Entfernung, z. B. in den autochthonen Zentralmassiven der Alpen, für die tieferen Rindenteile ausgelöst. Wie wir uns das auch überlegen mögen, werden wir stets auf die Annahme geführt, daß im Juragebirge die obere Sedimentmasse sich bei ihrer Faltung von den tieferen Teilen der Erdrinde abgeschert und anders bewegt haben muß.

Eine solche Abscherung ist einzig möglich in einem Komplex relativ plastischer Schichten, der die nötigen Differentialbewegungen der beidseitigen Massen zuläßt oder in sich aufnimmt in einem Netzwerk von inneren Verschiebungen.

Wie ein Schmiermittel wird dieses weiche Material an manchen Stellen zwischen den beiden disharmonisch bewegten Gesteinsmassen weggeschürft, so daß nur noch eine dünne Haut zwischen den Rutschflächen bleibt. An anderen Stellen, besonders in den Gewölbekernen der nach oben ausweichenden Falten oder in den Muldenkernen nach unten ausweichender Falten des Liegenden, wird es in Tausenden von Rutschschuppen angestaut oder in sekundären Fältelungen zusammengehäuft sein.

Abgesehen von lokalen Erscheinungen sind die großen Faltenkerne im ganzen Juragebirge stets mit dem Ton und Mergel des mittleren Muschelkalkes (Anhydritgruppe und spurweise Salzton) gefüllt. Da gibt es festgequetschte Mergelmassen mit Transversalschieferung oder mit Fältelung, oder zerfallend in lauter flache, nicht einmal handgroße Linsen oder Spindeln, die von Rutschspiegeln ganz umflossen sind. Brocken oder Fetzen überliegender Gesteine (oberer Muschelkalk) sind verschleppt, eingeknetet, oder größere Platten in einer Art Schuppenstruktur gehäuft. Solche aus kleinen Schuppen und Falten zusammengestoßene Gewölbekerne sind der Beobachtung an manchen Stellen, besonders häufig in der Brandungszone, direkt zugänglich geworden, so im Bözberg- und Hauensteintunnel. Das schönste, frei zutage liegende Beispiel liefert wohl der Wisenberg (Tafel XXII Profil 4). Er ist ein großes Stück eines solchen Gewölbekernes, der ganz nur aus oberem und mittlerem Muschelkalk besteht und der, von seiner Wurzel zugleich ganz abgeschert, über den S-Rand des Tafeljura hinaufgestoßen worden ist.

Nirgends ist aber in einem Gewölbekerne des Juragebirges bis jetzt auch nur ein Fetzen von Wellenkalk, Buntsandstein, Perm oder gar von kristallinem Grundgebirge gefunden worden! Das Älteste ist etwas Salzton (Hauensteinbasistunnel). Im mittleren Muschelkalk, über dem Salzhorizont oder über dem Wellenkalk muß sich also die Abscherung von der Unterlage vollzogen haben. Gewiß gehört sie nicht einer einzigen stratigraphisch bestimmten Schichtfuge an, sondern sie vollzieht sich innerhalb eines ganzen weichen Schichtkomplexes. Die sichtbare herrliche Jurafaltung betrifft nur die Schichten vom mittleren Muschelkalk bis hinauf zur sarmatischen Molasse. Wie sich der tiefere Teil der Erdrinde verhalten hat, wissen wir nicht.

Daß sich die Hauptabscherung innerhalb des mittleren Muschelkalkes vollzogen hat, ist mechanisch sehr begreiflich. Das Grundgebirge unter dem Kettenjura besteht aus massigen Graniten und Porphyren und aus herzynisch in etwas anderer Richtung gefalteten Gneisen, aus Materialien, die fest und alt versteift und zu neuem Zusammenschub sehr ungeeignet sind. Damit sind Perm und Buntsandstein durch unebene Transgressionsfläche verzahnt. Erst über dem Wellenkalk folgt als der erste große plastische Ton- und Mergelkomplex der mittlere Muschelkalk (Anhydritgruppe). Das Steinsalz liegt, wo es vorhanden ist, im untersten Teil des Mergelkomplexes und wird sich wohl bald an die Unterlage halten, bald sich mit den Mergeln bewegen. Was über dem Anhydritmergel liegt, ist das wunderbare Blätterwerk von 10000 bis 20000 Sedimentschichten, das zur Faltung auf Horizontalschub trefflich geeignet ist. Im mittleren Muschelkalk vollzog sich also die mechanische Trennung zwischen der steifen, nicht faltenden Unterlage und dem faltenden Blätterwerk der oberen Erdrinde.

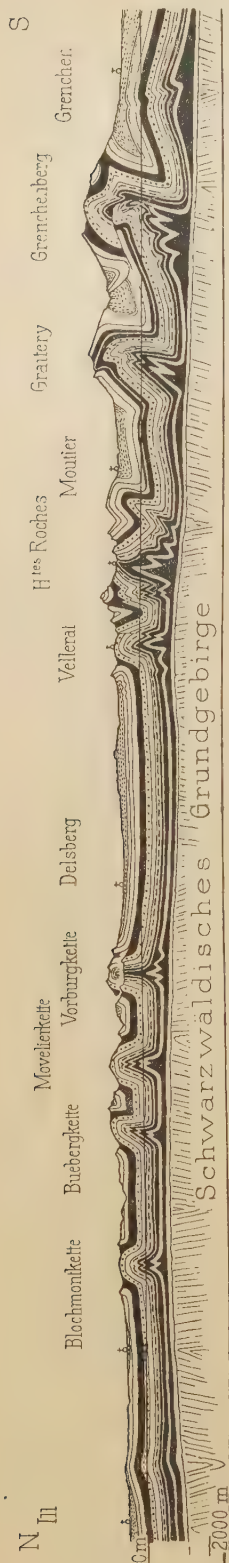


Fig. 100.
Generelles Profil durch die gefaltete Abscherungsdecke des Juragebirges von Aug. Buxtorf (1 : 180 000).

Die Schweremessungen der schweizer. geodätischen Kommission haben ergeben, daß ein Massendefekt in der Erdrinde am Schwarzwaldrande beginnt und von dort südlich bis in die Alpen hinein fast gleichmäßig zunimmt, als ob der Kettenjura gar nicht vorhanden wäre. Dies ist ein neuer Beweis dafür, daß die Faltung des Kettenjura gar nicht in die Tiefe hinabgreift. Die schon 1873 von Süß ausgesprochene Ansicht, daß viele schöne Faltengebirge eine relativ oberflächliche Fältelung der Erdrinde seien, die sich an vielen alten tieferen Versteifungen staue, hat eine neue Bestätigung gefunden. Die Idee der zusammenhängenden Abscherung des Kettenjura auf dem mittleren Muschelkalk und die unabhängige Faltung der Abscherungsdecke desselben ist in voller Schärfe und Klarheit zuerst von Buxtorf ausgesprochen und entwickelt worden. Sie scheint uns ein großer Fortschritt in der Theorie des Faltenjura zu sein. Wir geben zum Schluß die verkleinerte Abbildung seines generellen Profiles bis unter die Abscherungsfläche, in welchem er nach richtigen Gesichtspunkten Form und Betrag der Sekundärfältelungen abgeschätzt und eingezeichnet hat (Fig. 100). Noch in keinem anderen gezeichneten Juraprofile ist bisher dieser Grad von Annäherung an die wahrscheinliche Wirklichkeit der Formen erreicht worden.

Ortsbestimmende Ursachen für den Nordrand des östlichen Kettenjura.

Man hätte vielleicht erwartet, daß die Abscherungsflächen mit den gleichen Schichten ausstreichen, in denen sich die Abscherung vollzogen hat. Dann müßte ein einfacher Überschiebungsrand des Kettenjura gegen den Schwarzwaldfuß dem Rheine entlang, ohne stratigraphische Doppelung, von Felsenau über Laufenburg bis Rheinfelden verlaufen. Allein der Einschnitt des Rheines bestand zur Zeit der Überschiebung noch nicht. Die Abscherung reicht mit dem mittleren Muschelkalk nicht bis an den Rhein hinaus; sie irrt schon 10 bis 15 km weiter südlich in die Überschiebungsflächen von scharf geprägten Ketten nach oben ab, und bildet in dieser Form in überschlagenden Wellen die „Brandungszone". Der Tafeljura zwischen der Brandungszone und dem Ausgehenden des mittleren Muschelkalkes dem Rhein entlang ist dasjenige Stück

Juragebirge, in welchem keine allgemeine große Bewegung im mittleren Muschelkalkton mehr entstanden ist. Die Ursache dafür war, soviel wir bis jetzt erraten können, eine dreifache:

1. Zuerst wirkte die durch ältere Verwerfungen im Tafeljura mit der steiferen Unterlage entstandene Verzahnung. Die Brandung der Überschiebungsdecke trat auf derjenigen Linie ein, wo diese schwarzwäldische Versteifung ihre ursprüngliche Südgrenze hatte.

2. Eine zweite Ursache war ebenfalls auf der gleichen Linie von E nach W vorhanden: es ist der mit samt dem unterliegenden Schwarzwaldmassiv stufenförmig steil abknickende S-Rand des Tafeljura (Hauensteintunnel-Ifluh).

Buxtorf hatte früher als Unterlage vom N-Rand des Kettenjura eine Flexur der Oberfläche des Grundgebirges als nördlich abfallende Stufe vermutet, ist aber selbst von dieser Annahme zurückgekommen. Im Hauenstein-Basistunnel hat er seither eine nach S abfallende, prämiocäne Flexurstufe nachweisen können. In seinem generellen Hauensteinprofil (verkleinerte Kopie Fig. 99) mußte er dieser Erscheinung mit Notwendigkeit bis in das Schwarzwaldgrundgebirge hinab Rechnung tragen. Wenn wir Mühlbergs Hauensteinprofile („Beiträge", Spezialblatt 73b) nach der Tiefe ergänzen, stoßen wir ebenfalls weithin unter der Brandungszone auf diese Schwelle. Zeichnet man ein Profil vom Gempenplateau südlich durch die Ketten und ergänzt es in die Tiefe nach den bekannten Schichtmächtigkeiten, so findet man auch dort einen ausgesprochenen S-Rand des Tafeljura unter der Überschiebungszone. Verfährt man in Amslers Staffeleggprofilen etwas weniger freigebig mit dem Anhydritmergel unter Krinnenfluh und Herzberg, so ergibt sich unter Homberg und Achenberg ebenfalls eine Schwelle. Im Aarequertal zeichnet sich die Grundgebirgsstufe in der Molassedepression von Brugg und im steilen Anstieg des Jura gegen N beiderseits der Aarekluse bei Rein und Ifluh. Hier war das vorsarmatische Alter dieser südlichen Randflexur, dieser Antrittsstufe des Schwarzwald-Tafeljuragebietes schon lange vor dem Hauensteintunnel deutlich erkennbar, und Amsler hat es neuerdings genau am Bötzberg und im Staffelegggebiete verfolgt: die sarmatische Juranagelfluh greift flach von S nach N auf die Erosionsflächen stets älterer Schichten, die darunter steiler südlich abfallen. Erst liegt sie südlich auf Wangenerschichten, dann auf Crenularis-, auf Effingerschichten und sogar auf Dogger.

Dieser schon oligocän ausgebildete, scharfe tektonische Südrand des Schwarzwaldes samt seiner Tafeljurabedeckung war die Schwelle, über welche die ganze geschobene Gesteinsmasse des Juragebirges gestrauchelt ist. Das ist das besondere Hemmnis, welches, soweit es reicht, Überschiebungen statt einfache Falten provoziert und die Abscherungsflächen zum Ausstreichen gezwungen hat. Sein Verlauf zeichnet sich in dem darüber aufbrandenden Nordrand des Kettenjura ab und bildet das nördliche Ufer des „alpinen" Juraschubes.

3. Die Erscheinungen sind komplexer Art und ebensooft auch ihre Ursachen. Außer den zwei genannten mag als eine dritte Ursache, um die Jurabewegung nicht bis an den Rhein hinaus gelangen zu lassen, auch der Umstand mitgewirkt haben, daß im Gebiete des jetzigen Tafeljura die durch alte Abrasion geschwächte Sedimentdecke über dem mittleren Muschelkalk den alpinen Schub nicht mehr weiter zu leiten vermocht hat. Sie wich nach oben aus.

Gewiß aber war die Jurafaltung eine Tangentialbewegung der ganzen Sedimentscholle vom untersten Teil des mittleren Muschelkalkes bis in die jüngste Molasse um 5—15 km nach NW. Wahrscheinlich hat sie von den Alpen bis an die Brandungszone gereicht und das Molasseland mit sich getragen.

Disharmonische Bewegungen verschiedener Schichtgruppen.

An die Betrachtung des großen Ereignisses der Abscherungsdecke schließt sich diejenige entsprechender kleinerer Vorgänge an. Es ist einleuchtend, daß jede besonders plastische Schicht oder Schichtgruppe innerhalb eines bewegten Systemes

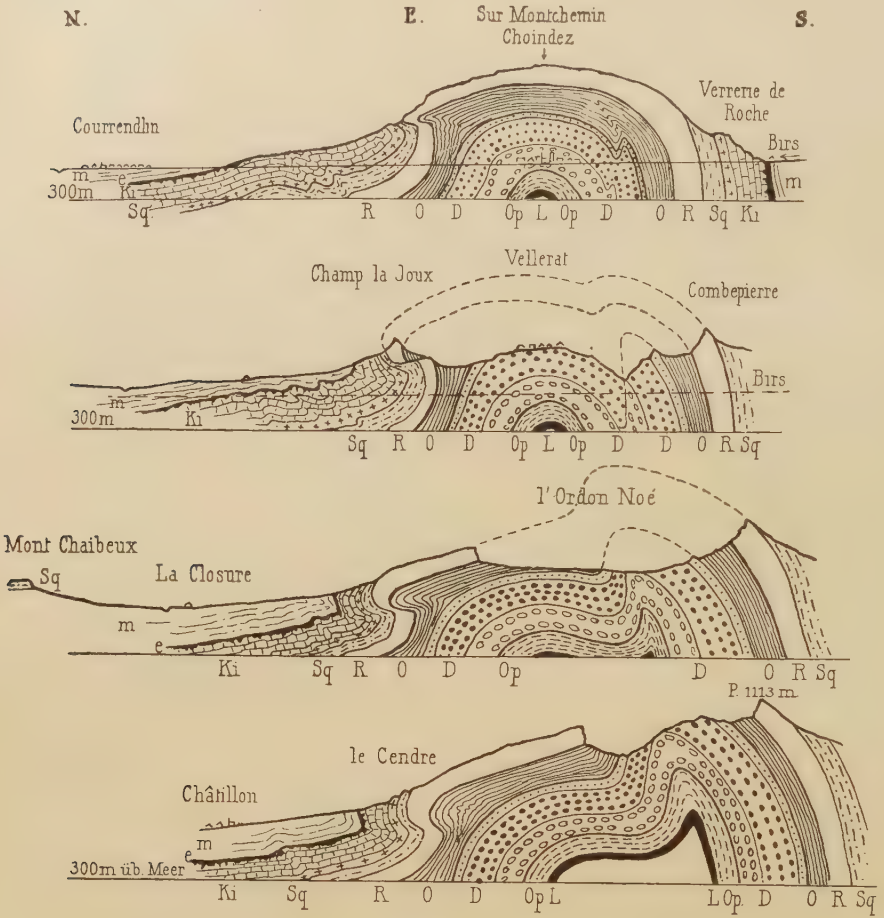


Fig. 101.

Vier Querprofile durch die Velleratkette nach A. Buxtorf (3 : 100 000).

m = untere Molasse, e = Bohnerzformation, Ki = Kimmeridgien, Sq = Sequanien, R = Rauracien, O = Oxfordien, D = Dogger, Op = Oplainustone, L = Lias.

eine disharmonische Bewegung der beidseitigen Teile ermöglichen und die hierfür nötigen Bewegungsungleichheiten in ihren inneren Verschiebungen verschlucken kann. In neueren Detailprofilen sind viele Erscheinungen dieser Art, in allen Größen abgestuft, dargestellt.

Während bei der großen Hauptfaltung des Juragebirges in der Brandungskette die Anhydrittone des Muschelkalkes als mechanisch isolierende Schmiermasse ge-

dient haben, treffen wir z. B. im Kerne des Grenchenberges auch den oberen Muschelkalk nicht mehr mit eingefaltet. Die Bewegung der höheren gegenüber den tieferen Schichten hat sich hier schon im Keuper getrennt. In ausgezeichneter Weise zeigt Amsler, daß in der Brandungszone in der Region der Staffelegg (Fig. 98) nur der echte Kettenjura von S bis an die große Hauptüberschiebung auf den Tafeljura im Muschelkalk-Salzton oder Anhydritton abgeschert ist, während die nördlich vorliegenden begleitenden Überschiebungsschuppen, das ist der gefaltete Südrand des Tafeljura (Hombergkette usw.), den Hauptmuschelkalk nicht mehr mitschleppten, sondern sich im Keuper oder im Lias abgeschert haben (vergl. Tafel XXII Profil 3). Im SW-Jura scheint vielfach eine Zwischenscherfläche im Argovien-Oxfordien entstanden zu sein, indem in den Gewölbekernen, soweit dieselben entblößt sind, oft nur gehäufte Argovienmassen ohne ältere Gesteine liegen. Beim Scheitelbruch in der Velleratkette (Fig. 101), im Clos du Doubs (Fig. 102) und am Gipfel 1720 m des Reculet, sind die Oxfordtone als die Bewegungsausgleicher zwischen oberer und unterer Faltung wirksam gewesen.

Die Velleratkette (Fig. 101) zeigt uns zwei im Sinne entgegengesetzte disharmonische Bewegungen: Der Malm ist über dem Oxfordmergel zu einer kleinen Sonderfalte ausgewichen, der Dogger dagegen hat entsprechendes im Südflügel unter dem Oxfordmergel vollzogen. Wir enthalten uns weiterer Beispiele für diese verbreiteten kleinen Faltungsdisharmonien.

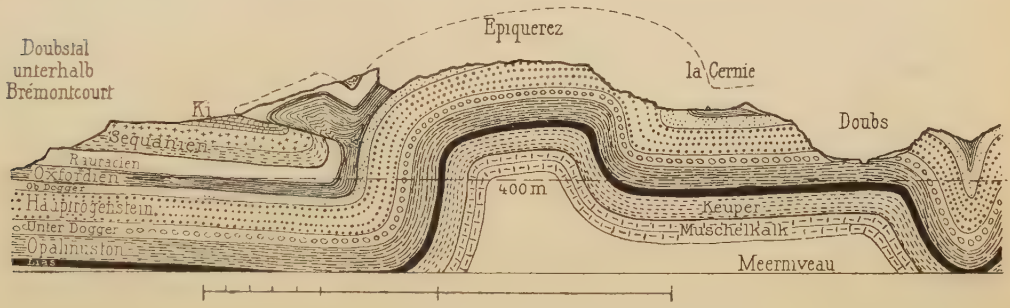


Fig. 102.
Profil durch den Clos du Doubs (Bernerjura) nach A. Buxtorf.

Alle diese Differenzen in der Bewegung verschiedener Schichtgruppen vom Muschelkalk bis in die sarmatische Molasse hinauf sind aber, mit Ausnahme derjenigen im Keuper vom S-Rande des Tafeljura und teilweise im Argovien im SW-Jura, sehr untergeordneter Art. Auf diese Weise haben sich nur kleine Gestaltungen, Verzierungen an den Gewölben, Schuppen in den Gewölbeschenkeln oder -scheiteln ausgebildet. Keine Kettenschar von Malm ist über ungefaltetem Dogger entstanden. Die Jurafaltung hat im allgemeinen die ganze Schichtmasse über den Anhydritmergeln harmonisch ergriffen und bewältigt, unabhängig von den Formationen und deren Fazies. Sie hat alles ergriffen und zusammengestoßen, was als gut geschichtete Teile der Erdrinde vorhanden war. Große, allgemeine Differenzen in der Rindenbewegung unter und über einem weichen Schichtmaterial können eben nur dann entstehen, wenn zugleich der primäre Horizontalschub

oder der primäre Widerstand unten und oben wesentlich verschieden sind. Offenbar war bei der Entstehung des Juragebirges durch den Muschelkalk bis in die Molasse hinauf annähernd derselbe alpine Schub wirksam.

Wir finden im Juragebirge oft nicht nur in Faltenkernen, auch in Mittelschenkeln und noch an andern Gebirgsgliedern die spröderen Schichten in Stücke gebrochen, verschoben, auseinandergezerrt, während die einschließenden tonigen Komplexe sich geschmeidig gebogen und angeschmiegt und dadurch die Hauptbewegung bis in die feinste innere Verschiebung hinein auf sich genommen haben (vergl. z. B. Profile von Schardt aus der Gegend von Noiraigue, wo Callovien und Argovien I in Stücke gebrochen sind zwischen Bathonien und Argovien II). Einzelne Schichtpakete zwischen anderen zeigen oft unregelmäßige kleinere Zerknitterungen.

Größe der Falten im NE und SW des Jura.

Große und kleinere disharmonische Faltungen vergleichend, kommen wir noch zum folgenden mechanischen Gesichtspunkt: Je dünner ein zu faltender Schichtenkomplex ist, desto feiner wird seine Faltung. Je mächtiger er aber ist, desto größer werden die Falten, um auch die tiefsten Schichten, die zu falten sind, noch in die Gewölbekerne und die höchsten in die Muldenkerne einschlucken zu können. Den Satz umkehrend können wir wohl auch sagen: die relativ kleinere feinere Fältelung im östlichen Jura läßt erkennen, daß hier der über der steifen Unterlage abgescherte gefaltete Komplex weit weniger mächtig ist als im SW-Jura, der sich durch viel größere plumpere Falten auszeichnet. Kann sich dort die Abscherung in einem stratigraphisch tieferen Horizonte vollzogen haben? Sind dort vielleicht noch Wellenkalk und Buntsandstein eingefaltet und hat die Abscherung in Permmergeln oder gar in Karbonschiefern stattgefunden? Die vorhandenen Gewölbekernaufschlüsse reichen nirgends auch nur bis auf die Trias; sie geben keine Antwort. Tatsächlich ist aber der im SW gefaltete Schichtenkomplex schon bis auf den Salzton hinab viel mächtiger als im NE. Folgende Zahlen zeigen die Beträge, um die es sich handelt. Die Aufschlüsse fehlen, um auch Lias und Trias in die Betrachtung einzuschließen.

Mächtigkeiten in Metern im Juragebirge.

	SW (Dôle-Reculet)	Mitte (Neuenburg)	NE (Aargau)
Kreide	360	160	0
Malm	980	600	140
Dogger	400	340	200—280
	1740	1100	340—420

Dogger, Malm und Kreide sind also zusammen im SW mehr als 4 mal so mächtig als im NE. Zum Teil handelt es sich dabei um ursprüngliche Mächtigkeit; allein dazu kommt noch, daß im SW weder die eocäne, noch die oligocäne und altmiocäne Abtragung den Jura beträchtlich geschwächt haben, was im E in hohem Masse eingetreten ist. Damit ist die feinere Faltung im E, die gröbere im W vollauf erklärt.

Ergänzendes zu den Faltungen zweiter Ordnung, Schuppenstruktur.

In Gewölbe- und Muldenkernen, besonders bei starkem Wechsel in der Festigkeit der Schichten, ist die Einpassung der Schichten in die Kerne nicht mehr allein durch Verschiebung auf den Schichtflächen möglich, sondern durch Faltung zweiter Ordnung. Daraus ergaben sich die so häufigen Zerknitterungen in den Faltenkernen (Fig. 93). Mangel an Raum zum Ausweichen, vermehrte Kompression und mechanische Ungleichheit verschiedener Schichten haben ihre Ausbildung unterstützt.

Je größer die Falten sind, desto öfter entwickeln sich in allen Teilen derselben auch Falten zweiter Ordnung. Nach den sorgfältigen Profilen, die Th. Rittener („Beiträge", n. F. Lfg. XIII 1902) gibt, ist das breite mächtige Gewölbe des Chasseron mit 3 bis 5 Wellen zweiter Ordnung behaftet. Schardt beobachtete und zeichnete solche in Profilen der Dôle- und Reculetkette, am Mont Tendre und in dem breiten Gewölbe des Mont Sallaz. Auch am Chasseral gegen Val St. Imier, in der Raimeuxkette usw. kommen sie vor, sind aber an den östlichen Ketten viel seltener als an den mächtigeren im SW-Jura. Dort im SW gehören die vielen sekundären Falten auffallenderweise auch oft mehr den äußeren Schichten als den Faltenkernen an und erinnern an die kleineren Wellen, die auf dem Wasser die Oberfläche der größeren kräuseln.

Wo große Falten zu Überschiebungen werden, können Falten zweiter Ordnung zur Schuppenstruktur führen. Wenn der Zusammenschub eine liegende Falte geschaffen hat und dann noch weiter wirkt, so werden der flache Gewölbeschenkel und der flache Muldenschenkel noch mehr gestaut, während der Mittelschenkel gestreckt und zerrissen wird. Durch die fortgehende Stauung entstehen in beiden Faltenschenkeln und recht oft besonders an der Gewölbestirn Faltenzweiter Ordnung, die sich in der Regel harmonisch im gleichen Sinne wie die elterliche Falte überlegen. Dauert der Schub an, so verfallen auch diese Falten zweiter Ordnung durch Zerreißen ihrer Mittelschenkel oder Erosion ihrer Stirn der Umwandlung in Überschiebungen. Es kommt dann jene Repetition gleichfallender, wie Ziegel übereinander gelagerter Schichtpakete von normaler Schichtfolge zustande, die man als Schuppenstruktur bezeichnet hat.

Im Juragebirge, vor allem in der Brandungs- und Überschiebungszone des Kettenjura am Tafeljura, treffen wir im Gewölbeschenkel der großen Faltenüberschiebungen eine Menge von Schuppungen im Muschelkalk wie auch im Dogger erhalten — nicht nur als Falten zweiter Ordnung, sogar als solche dritter Ordnung können sie entstanden sein. Im rückliegenden Teil kommen wir in Zweifel, wo wir die Grenze zwischen selbständigen Falten und Falten zweiter Ordnung des Gewölbeschenkels der Hauptüberschiebungsfalte annehmen wollen. Es sind ja allmählich auch selbständige, weiter südlich gebildete Falten in den Gewölbeschenkel der Hauptüberschiebungsfalte hinaufgerückt und von diesem übernommen und in seiner Art weiterbewegt worden.

Auch die Schuppen konnten sich nur unter Gesteinsbedeckung, nicht an freier Oberfläche bilden. Ihre Aufschubbewegung mochte aber durch Erosion an den Stirnen erleichtert sein; sie zeigen deshalb auch meistens steilere Lage als die Elternfalte. Sie liegen umgekehrt wie die Ziegel eines Daches.

Beispiele sind aus unsern Profilen Tafel XXII 3, 4 und 5 zu sehen. An der Staffelegg, am Wisenberg und in der ganzen Zone der überschobenen Muschelkalk-

berge sind die Schuppen reichlich entwickelt. Manchmal stauen sich komplizierte Muschelkalk-Schuppenhaufen auf dem Ton der Anhydritgruppe auf. Die Schuppenstruktur in der Überschiebungszone wiederholt in kleineren harmonischen Formen die große Aufschiebung des Kettenjura am S-Rand des Tafeljura. Die letztere hat als Ganzes eine große Schuppenstruktur, bestehend aus Schuppen verschiedener Ordnung, ausgebildet.

Die Hauterivientaschen im Valangienkalke.

Literatur:

E. Baumberger, Über die geol. Verhältnisse am linken Ufer des Bielersee, Mitt. naturf. Ges. Bern 1895.

H. Schardt und E. Baumberger, Hauterivientaschen, Bull. Soc. Vaud. d. Sc. nat., Déc. 1895 und Eclogae Vol. 5, 1897.

H. Schardt, Sur divers gisements anormaux du Crétacique, Bull. Soc. Neuchât. d. Sc. nat., 1905.

Alb. Heim, Gedanken zur Erklärung der Hauterivientaschen im Valangienkalk am Bielersee. Geol. Nachlese Nr. 23, Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1915.

Es mag wohl hier der Ort sein, einer recht komplexen Erscheinung zu gedenken, die bisher vorherrschend vom Nordufer des Bielersees im S-Schenkel des innersten ersten Juragewölbes entdeckt worden ist. Es sind die „Taschen von Hauterivienmergel im Valangienkalk". Wie die vorher besprochenen Erscheinungen beruht auch diese auf der ungleichen Festigkeit und Beweglichkeit verschiedener Gesteine. Wir müssen von der stratigraphischen Schichtfolge des Gebietes ausgehen. Dieselbe ist hier von oben nach unten die folgende:

1. Molasse alsacienne, glimmerreiche, weiche Sandsteine und Tone, transgressiv meistens auf Hauterivien aufliegend — darunter stratigraphische Lücke.

2. Cenomanien in vereinzelten Fetzchen, höchstens 4—5 m rötliche Kalke und Mergel, transgressiv auf verschieden alten Schichten der unteren Kreide oder des oberen Malm aufliegend — darunter stratigraphische Lücke (mittlere Kreide und Urgonien).

3. Oberes Hauterivien, gelb bis rostrote spätige, unregelmäßig geschichtete Kalke, Baustein von Neuchâtel, 10 m.

4. Unteres Hauterivien, oben Mergelkalk, darunter gelbe und graue Hauterivienmergel mit vielen Fossilien, 10—15 m.

5. Oberes Valangien, rostgelber Kalk (Calcaire roux) und Limonit.

6. Unteres Valangien, „Marbre Bâtard", weiße und hellgelbe oder rosarote kompakte Kalke mit gelben Mergeln, meistens fossilführend, 35—40 m.

7. Purbeckien, graue Mergel und brecciöse Kalke, 10—15 m.

8. Portlandien, verschiedene helle Kalke, 35—42 m.

Nun treffen wir am Abfall der Jurakette zum Bielersee und an wenigen andern Orten, mehr oder weniger linsenförmige oder stock- und gangförmige Einlagerungen der fossilreichen Hauterivienmergel im unteren Valangienkalk. Bald sind dieselben nach oben offen, bald oben mit dem älteren Valangienkalk anscheinend zugedeckt, im Valangienkalk eingeschlossen. Die Mergelfetzen können einige Meter mächtig und 10—40 m breit sein. Es handelt sich also um Einschlüsse des Jüngeren im Älteren!

Zuerst wurden diese abnormen Einlagerungen von Lehrer Hisely in Neuenstadt beobachtet. 1869 schrieb Gilliéron, 1870 J. B. Greppin darüber. Die Erklärung gab Veranlassung zu mündlichen und schriftlichen Diskussionen, an denen sich Baumberger, Schardt, Steinmann,

Rollier und Alb. Heim beteiligten. Rollier faßte die Erscheinung mit dem Bohnerz zusammen; Schardt wollte sie 1895 bis 1897 rein tektonisch, nach 1900 aber durch Erosion und Bergschlipf erklären; Steinmann versuchte die Deutung als Stauung durch den Gletscher.

Die Tatsachen sind die folgenden: Bis jetzt sind ca. 16 Hauterive-Mergeltaschen im Valangienkalk bekannt; 6 davon liegen in der Umgebung von Twann, 6 zwischen Alfermée und Biel, eine auf dem Tessenberg, eine über Neuchâtel. Rollier gibt das ähnliche Phänomen aus der Umgebung von St. Imier an, und Jules Favre hat Hauterivien-Mergeltaschen im Valangienkalk von La Chaux-de-Fonds entdeckt.

Fossilreicher Hauterivienmergel, nicht verschwemmt, aber mit erhaltener verkneteter Struktur erfüllt Taschen im unteren Valangienkalk. Unter oder in den Mergeln stecken außerdem noch eckige, nicht gerollte Blöcke verschiedener Größen von unterem, namentlich aber von oberem Valangienkalk (Calc. roux und Limonit), also Jüngeres im Älteren und wieder Älteres zugleich im Jüngeren eingeschlossen. Alles jüngere Material (Hauterivien- Spatkalk, Urgon, mittlere und obere Kreide, Bohnerz, Molasse oder gar Glazialgeschiebe) und ebenso alles ältere Material (Malmblöcke usw.) fehlt vollständig in den Taschen. Die Lagerungsverwirrung spielt sich also ausschließlich zwischen Valangien einerseits und unterem Hauterivien andererseits ab. Nirgends reicht eine Hauterivientasche in den Malm hinab. Wenige, später entdeckte Taschen enthalten noch obere Kreide.

Einzelne der Taschen haben die Form von Gängen, die fallende oder streichende Lücken im Valangienkalk füllen; andere sind Linsen, in den Schichtfugen des Kalkes eingelagert; andere haben die Form von Injektionen in Lücken im Kalke, die bald Gänge, bald Stöcke, bald wirkliche Taschen darstellen, indem sie Spalten, Höhlen oder Kessel füllen. Bei der gleichen Tasche ist die stets haarscharfe Grenze zwischen Hauterivemergel und Valangienkalk manchmal ein Querbruch der Schichten des letzteren, manchmal läuft sie mit der Schichtung; Zacken von Kalk ragen in den Mergel, Mergelapophysen in den Kalk. Alles ist kompakt gefüllt, überall besteht dicht gepreßter Zusammenschluß.

Die Grenzflächen zwischen Kalk und Mergel, da wo der Kalkfels in den Mergel vorragt, sind hie und da geglättet und gestreift, in der Regel aber nach Art der Innenflächen von Höhlenwänden rauh karrig ausgelaugt. Der Mergel ist von Rutschflächen durchsetzt und zeigt fältelige Zerknitterung bis zur Ausbildung von Clivage. Vorherrschend an den stratigraphischen Unterseiten der Taschen findet man Blöcke aus Kalk in allen Größen, von Mergel umschlossen.

Aus der allseitigen Beobachtung und Diskussion der Erscheinungen gelangte ich im Gegensatz zu den früheren Erklärungsversuchen zur Auffassung, daß eine Höhlenbildung im Valangienkalke dem Einpressen der Mergel vorangegangen sein mußte. Die erstere ist ein lokales unterirdisches Karstphänomen; das letztere gehört zur postmiocänen Dislokation. Durch diese sind Kalkfels, Hohlraum, Kalktrümmer, Mergel, alles sich anpassend und ineinanderschiebend, in der Tiefe bis zum vollen Verschluß zusammengepreßt worden. Endlich schälte der Abtrag der Pliocän- und Diluvialzeit die Molasse bis auf kleine Reste weg und entblößte die Mergeltaschen im Kalke für unser Auge oder bedeckte sie mit Moränen.

Dislokationsmetamorphe Gesteine des Jura.

Selbstverständlich kommen Millionen kleiner Brüche in den spröderen Gesteinsschichten des Kettenjura vor, die sich ganz den Falten einordnen und keine weitere Bedeutung für den Bau des Gebirges haben, sondern eben nur die leichtere Anpassungsform spröder Gesteine bedeuten. Unter starkem Druck genügt eine Bewegung von wenigen Millimetern, um die größte Bruchfläche mit den schönsten Rutschstreifen zu bedecken; viele Gesteinsmassen sind von solchen Rutschflächen umgeben oder mit dünnen Kalzitabgußhäuten derselben durchsetzt. Hie und da läßt sich an Gesetzmäßigkeit ihrer Anordnung die Beziehung zu den großen tektonischen Formen erkennen.

Hier ist auch noch der Ort, der glänzenden streifigen Verschiebungsflächen zu gedenken, welche mergelige Gesteine durchsetzen. Im wenig dislozierten Gebirge, im Tafeljura, kommen sie, ausgenommen an den Verwerfungsrändern, nicht vor. Im Kettenjura treffen wir sie um so reichlicher, je intensiver die Deformation durch die Faltung war. In den stark zusammengedrückten Mittelschenkeln und ganz besonders in den mehrfach aneinandergestauten Gewölbekernen zerfallen die festen Mergel und Tone des Muschelkalkes, Lias, Oxford, auf jeden Hammerschlag in flache, wellige, von lauter Rutschspiegeln begrenzte Linsen. Besonders schön und frisch war dies in manchen Juratunnels beim frischen Durchschlag zu beobachten. Man erkennt, daß hier oft in weiter Ausdehnung durch große Schichtkomplexe des Gebirges kein Kubikdezimeter des Gesteins mehr unverschoben neben seinem ursprünglichen Nachbar liegt. Alles ist verschoben, gewandert, geflossen, verrutscht. Die große Deformation hat ein Netz von dichten, flaserig geordneten Rutschspiegeln ausgebildet und alle die oft nicht einen Zentimeter dicken, handgroßen Linsen gegeneinander verschoben. Die Rutschflächen stellen sich in die Richtung des Ausweichens und können durch ihre Drängung zu einer Art Transversalschieferung der Gebirgsmasse werden. In Fällen, wo durch Weiterwälzen die Massen ihre Richtung zum Druck im Laufe des Stauungsvorganges geändert haben, ist eine völlige Verknetung eingetreten. Die Schichtung ist dadurch oft gänzlich verwischt. In verkehrten Mittelschenkeln sind einzelne festere Schichten in Fetzen zerrissen und von den plastischeren Massen eingewickelt worden (Dislokationsmischungen).

Nicht selten trifft man an Stellen starken Druckes, wie besonders am Übergang von Umbiegungen in verquetschte Mittelschenkel, spröde Kalksteine in Kalkbreccien zerdrückt, bald locker geblieben, bald durch Kalzit wieder verkittet.

Die Dislokationsumformung der Gesteine hat es im Jura indessen doch nie bis zur Ausbildung von Dachschiefern oder zur Umkristallisation und Neubildung von Mineralien gebracht. Auch die gewöhnlichsten Dislokationsmineralien wie Sericit, Rutil, Magnetit oder die mechanisch erzeugte Marmorisierung sind nicht zu finden. Die Zertrümmerungsbreccien an Bruchflächen enthalten die Gesteinsbrocken oder das Gesteinspulver in seiner inneren Struktur annähernd unverändert, bloß mit Sekretionskalzit verkittet. Im ganzen können wir sagen, daß im Juragebirge die Dislokationsmetamorphose nur die Gesteinsabsonderungen und bei unfesten Gesteinen dazu noch die Gesteinstextur ergriffen,

aber die innere Struktur und die mineralische Zusammensetzung nicht nennenswert zu verändern vermocht hat.

2. Die Querbrüche im Kettenjura.

Keine echten Verwerfungen im inneren Kettenjura.

Heute steht fest, daß der Tafeljura von mehr oder weniger N-S laufenden prämiocänen Verwerfungen durchsetzt, der Kettenjura aber pliocän gefaltet und überschoben ist. Darüber aber sind die Meinungen noch nicht abgeklärt, ob auch im Kettenjura die prämiocänen Verwerfungen eine Rolle gespielt haben. Vielfach besteht die Tendenz, hypothetisch verlängerten älteren Brüchen alle möglichen Einflüsse auf die jüngere Faltung zuzuschreiben und phantastische Suche zu halten nach Dingen, die sich so deuten ließen, bis man sogar dazu kommt, überall die Wirkung der älteren Brüche zu sehen und die neue große Bewegung fast zu vergessen.

Tatsächlich schwärmen aus dem N 50 bis 100 Verwerfungsbrüche vom Schwarzwald, Rheintalgraben und Vogesen her südlich gegen den Jura heran, aber fast alle endigen noch vor, wenige andere in der Brandungskette. Die Muschelkalkrippen der großen Aufschubszone von der Birs über Hauenstein bis an die Aare sind nirgends von diesen Verwerfungen getroffen oder durchsetzt. Erst weiter westlich geht hie und da eine solche noch in die nördlichste Jurakette hinein.

Im Innern des Jura finden sich kaum vereinzelte Spuren echter Verwerfungen, die vor der Faltung entstanden sein könnten. Klare Beispiele für solche fehlen bis jetzt. Die vielen Brüche im Innern des Juragebirges sind Folgen der pliocänen Horizontalbewegungen; es sind Faltenverwerfungen, oder horizontale Transversalverschiebungen, oder lokale Brüche infolge der Faltung. Einzig am N-Rand des Faltenjura und in den Vorfalten im Plateaujura finden sich deutliche Erscheinungen der Kollision der jüngeren südlicheren Faltung mit den älteren nördlicheren Verwerfungen.

Hierfür einige Beispiele:

Die Vorfalten von Wisig und Steinegg, im Tafeljura östlich der Birs, sind durch einen aus dem Gempenplateau kommenden Bruch bei Seewen verschoben und bei Ziefen abgebrochen (Baselland).

Die Homberg-Hasenhubelkette, die ja eigentlich schon im Tafeljura liegt, hat sich in einige N-S-Brüche hineingestaut und wird von denselben etwas gestört (z. B. N Eptingen, am Nebenberg, östlich am Sugwald, vergl. „Beiträge" Karte Mühlberg Nr. 73).

Im Plateau von Elsgau (Pruntrut) ist nach Hummel das die Verwerfung von Courtedoux und von Fontenex durchsetzende Bannégewölbe beiderseits der Brüche in verschiedener Gestalt ausgebildet. Buxtorf gibt an, daß er „die Spuren rheintalischer Brüche bis fast nach Ste. Ursanne hinab" verfolgt habe, und Mühlberg hat zwischen St. Ursanne und Les Rangiers etwa ein Dutzend kleine, gegen N laufende Brüche notiert. Die meisten gehören der Rangierskette an. Dies ist die nördlichste große, zusammenhängende Randfalte des Kettenjura. Hummel nimmt ohne weiteres für das Elsgau an, daß aller Wechsel in Form und Richtung der Ketten durch die älteren Brüche bedingt sei (?). Im Gebiete des Passes von Les Rangiers, zwischen Cornol und Caquerelle, ist die Kette mehrfach von schiefen Querbrüchen durchsetzt, die ihre Hauptausbildung aber erst während der Faltung erhalten haben.

Wenn tatsächlich die Vorketten NW des Laufenbeckens und innere Ketten westlich des Delsbergerbeckens „flexurartig" auftauchen und dies mit der gedachten, westlich abgebogenen Verlängerung des Rheintalgraben-Ostrandes zusammenfällt, so daß wir darin eine Interferenz von Schwarzwaldtektonik und Kettenjuratektonik vermuten dürfen, so fehlt dennoch auch hier jeder Rheintalbruch, jede ältere (oligocäne) Verwerfung im Innern des Kettenjura.

Bei dieser Gelegenheit sei aber noch betont, daß man die Altersfolge von sich kreuzender Falte und Verwerfung nicht einfach wie bei sich kreuzenden Gängen nach dem Prinzip erkennen kann: die verworfene Linie ist die ältere. Im Gegenteil wird hier in der Regel die jüngere Falte an der älteren Querspalte verworfen erscheinen, weil gleichzeitig durch den in der Spaltenrichtung wirkenden Horizontalschub die beidseitig mechanisch getrennten Schollen an ungleichen Stellen und in ungleicher Form aufgefaltet worden sind. Die Falte ist schon verstellt entstanden. Bei einer starken transversalen Horizontalverschiebung, die durch die faltende Bewegung und gleichzeitig mit derselben infolge der starken Ungleichheiten der Widerstände entstanden ist, da war die Faltung anfangs durchgehend und nahm erst nachher beiderseits immer stärker verschieden werdende Form und Stellung an. Es kann unmöglich werden, den älteren Bruch einer Falte vom gleichzeitigen Bruch durch horizontale Transversalverschiebung zu unterscheiden. Beide können an den Bruchrändern Schleppungen und flache Rutschstreifen aufweisen; in beiden können Klemmpakete und Reibungsbreccien liegen. Die ältere Spalte kann so „reaktiviert" sein, daß auch z. B. früher glatt transgredierendes Miocän nachträglich von der Verwerfung durchsetzt worden ist.

Aber wenn in einem Faltenbüschel gar keine Formen vorkommen, die höheres Alter der Brüche beweisen, wenn alle vorhandenen Brüche sich leicht und natürlich aus ein und derselben Horizontalbewegung erklären, die das Beherrschendste, die Faltung mit samt ihren Überschiebungen, erzeugt hat, so liegt gar kein Grund vor, nun doch überall Spuren einer Komplikation mit älteren Verwerfungen sehen zu wollen. Die Natur ist kompliziert genug. Seien wir glücklich, wenn sie einmal eine einfachere Auffassung zuläßt!

Anderer Natur sind eine Menge kleinerer unregelmäßiger Brüche im Inneren des Kettenjura, wie die nachfolgend genannten:

Nördlich St. Verena bei Solothurn (Tafel XXII Profil 5); Doppelbruch in der Farisberg-Kette NW Herbetswil; Verwerfung SW des Trogberges und westlich Waldhütte SW Waldenburg. Einige kleine Brüche in der Kette des Gugenberg bei Lostorf, in dem Gebiet zwischen Beinwil und Bretzwil; auch im westlicheren Teil des Jura gibt es viele solche kleine untergeordnete Brüche. In kleinen Schwärmen durchsetzen sie manche Gebiete, wie z. B. die Gegend der Dôle. Manche sind tektonisch deutlich orientiert: Nördlich des Tales von La Chaux-de-Fonds—Locle, am westlichen Anschnitt des Gewölbes von Les Planchettes gegen den Doubs streichen zwei Brüche longitudinal durch den Gewölberücken. Bei La Sarraz-Entreroches irrt, in Zusammenhang mit der Querverschiebung von Vallorbe, eine kleine, aus Kreidegesteinen bestehende Jurafalte an der Innenseite des Gebirges gegen Osten ab. Sie bildet eine wunderbare Barriere in dem weiten Molassetal, die zugleich die Wasserscheide zwischen Neuenburger- und Genfersee ist. Das kleine Gewölbe ist von vier steilen Querbrüchen durchsetzt, welche jeweilen das östliche Stück tiefer setzen, die kleine Falte gegen E also abbauen. Eine detaillierte geologische Aufnahme dieses Gebietes ist wünschenswert.

Solche kleine Brüche verschiedener Art, für die bisherige geologische Kartierung meistens zu klein, gibt es noch in großer Zahl. Bald treten sie vereinzelt, bald in Schwärmen auf.

Allein sie alle sind keineswegs wirkliche Verwerfungen. Es sind kleine, oft streichende, oft schiefe oder quere, ganz untergeordnete und unregelmäßige Brüche in gefalteten Schichten, die oft nur durch wenige Schichten, nicht einmal durch den ganzen Komplex und jedenfalls nicht in die kristalline Unterlage hinabgehen.

Sie sind durch lokale Spannungen aus dem Faltungsvorgang selbst, aber keineswegs aus primären und gar älteren Radialdislokationen der Erdrinde hervorgegangen. Die besonderen lokalen mechanischen Bedingungen haben sie abgelöst als Differentiale irgendeiner großen Dislokationsform. Sie können lokal für Steinbruchbetrieb, Fundation, Quellenlauf, Felssturz von Bedeutung sein. Für die Tektonik des ganzen Gebirges fallen sie kaum in Betracht.

Im ganzen Gebiete des Kettenjura südlich der Rangiers-Kette bis an das Molasseland ist nicht ein einziger Bruch bekannt, der einwandfrei auf ältere prämiocäne und dann event. „reaktivierte" Verwerfung zurückgeführt werden könnte, oder der irgendwie den Namen Verwerfung s. str. verdienen würde. Vermutungen, die bis jetzt darüber ausgesprochen worden sind, wie z. B. daß die Querverschiebung E La Chaux-de-Fonds und die Umbiegung der Chasseral-Kette S La Chaux-de-Fonds der hierher verlängert gedachten, rein hypothetischen „Sundgaulinie" zuzuschreiben sei, sind nichts mehr als geistreiche Phantasiegebilde. In einem so gedrängten, ausgeprägten Faltenbüschel gibt es für Richtungsänderungen und Brüche in Menge näher liegende Veranlassungen in Ungleichheiten der Widerstände sowie des Horizontalschubes selbst.

Wir können nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse sagen: Die prämiocänen Verwerfungen gehören nur dem Tafeljura an; der Kettenjura aber ist durch postmiocäne Horizontalbewegung entstanden. Palimpseste der jüngeren Dislokationsart auf der älteren kommen nur sehr spärlich in der Grenzzone vor. Es ist auch von vornherein durchaus nicht wahrscheinlich, daß die schwarzwäldischen N oder NE laufenden Verwerfungen jemals wesentlich in die Zone hineingereicht haben, die später zum Kettenjura geworden ist. Denn diese Brüche gehören zum Schwarzwald und reichten wohl deshalb auch nie wesentlich über das tektonische Schwarzwaldgebiet hinaus. Sie bedeuten durch Verzahnung mit der kristallinen Unterlage eine schon ältere Versteifung, die gerade einem S-N-Schub besonderen Widerstand leisten mußte. Die schwarzwaldfremden Faltungen mußten dem Schwarzwald so viel als möglich ausweichen.

Die horizontalen Transversalverschiebungen im Kettenjura.

Literatur.

Alb. Heim, Die horizontalen Transversalverschiebungen im Juragebirge, Geol. Nachlese Nr. 22, Vierteljahrsschr. Zürcher naturf. Ges. 1915.

Arnold Escher kannte horizontale Transversalverschiebungen schon seit den Vierziger Jahren des vorigen Jahrhunderts aus dem Säntisgebirge. Köhler faßte sie noch mit anderen Verschiebungen zusammen. Süß nannte sie „Blätter" (Antlitz der Erde Bd. 1 S. 153—160) und Margerie und Heim präzisierten sie (in „Les dislocations" S. 71 usw.) als transversale Horizontalverschiebungen oder „Querverschiebungen". Prachtvolle Beispiele von solchen sind exakt untersucht und dargestellt von Marie Jerosch mit Alb. Heim im „Säntis" („Beiträge", neue Folge Lfg. XVI 1905). Allein die Querbrüche des Juragebirges sind leider noch niemals eingehend untersucht worden.

Aus den bisherigen Beobachtungen ergibt sich im allgemeinen, daß infolge des Horizontalschubes — sei es infolge ungleicher Widerstände oder ungleicher Kraft — in gleicher Richtung, aber

ungleich stark bewegte Stücke der Erdrinde voneinander abreißen. Die Trennung muß mehr oder weniger in der Bewegungsrichtung liegen und bis auf die Scherfläche hinabreichen. Sie ist also gegenüber den Falten ein Transversalbruch, auf dem eine vorwiegend horizontale Verschiebung stattfand. Die Bruchfläche ist immer fast senkrecht, und die Rutschstreifen verlaufen annähernd horizontal, so daß die beidseitigen Gebirgsmassen in ihrer Höhenlage nicht wesentlich verstellt sind. Die Horizontalbewegung hat gefaltet und zugleich durch ihre Ungleichheiten die horizontalen Transversalbrüche erzeugt. Recht oft erscheint statt eines scharfen Bruches nur eine horizontale Schleppung der gefalteten Gesteinszonen, eine Art Horizontalflexur. Vielleicht sind auch hier meistens Biegung und Knickung dem Bruch vorangegangen.

Es gibt viele kleine horizontale Transversalbrüche, die nur etwa ein Glied einer Falte, einen Schenkel unterbrechen. Andere durchqueren ein ganzes Gewölbe. Endlich gibt es horizontale Transversalverschiebungen, die mehrere oder gar viele Ketten einheitlich durchsetzen, keine aber durchsetzt das ganze Faltenbüschel des Juragebirges.

a) Die einzelnen harmonischen Querverschiebungen im Kettenjura. Beobachten wir zuerst die Transversalbrüche des Juragebirges der Reihe nach unter Hinweis auf die beigegebene, etwas schematisierte Kartenskizze des Juragebirges in 1 : 2000000 und auch unsere Tafel XX.

Von SW nach NE geordnet treffen wir im Jura auf folgende ca. 10 harmonische, wenn auch ungleich bedeutende horizontale Transversalverschiebungen (vergl. Fig. 103).

1. Zahlreiche Brüche am Salève, der zwar außerhalb des eigentlichen Jurafaltenbüschels liegt. Der südlichste Salèvebruch jedoch zieht sich durch die Vuache-Kette, die demselben entlang geschleppt ist, bis in den eigentlichen Kettenjura hinein. Er liegt ganz auf französischem Gebiete. Ostflügel nördlich vorgeschoben.

2. Der Querbruch von St. Claude, gegen NNW streichend, ca. 10 km lang, die E-Seite um ca. 2 km nach N vorgeschoben (ganz auf französischem Gebiete).

3. Der Querbruch Dôle-Champagnole. Dieser zweitgrößte Transversalbruch im Jura ist leider noch wenig bekannt. Er verschiebt wohl 6—8 Antiklinalen und ist ebenso S-N gerichtet, indessen mit Ablenkung um etwa 20° gegen NW, so daß er das Streichen der Schichten und Ketten unter einem Winkel von ca. 65° durchschneidet.

Der Bruch erlischt gegen S westlich der Dôle. Ein kräftigerer Seitenzweig, der gegen ESE abirrt, bringt dort eine Schleppung der S-Seite gegen W in der Gegend von St. Cergues hervor. Wir kommen hierauf zurück. Vielleicht ist es der Hauptbruch selbst, der bei La Chaille nach E umkrümmt und damit ganz andern Charakter annimmt. Aus der geolog. Karte 1 : 100000, Blatt XVI (Schardt) sind nördlich der Dôle, bei dem jenseits der Schweizergrenze liegenden Fort le Sogy und zwischen Préamon und Les Rousses sowie nördlich und bei Morez nur auffallende Schleppungen zu sehen. Eine Rinne, die durch Berg und Tal geht, zeichnet die Querstörung sehr deutlich. Bergrücken und Längstalmulden beiderseits derselben stimmen nicht aufeinander. Im Streichen der Kreidemulde von Long' chaumois westlich der Querlinie folgt östlich unvermittelt der hohe Malmrücken des Forêt du Risoux, und die Kreidemulde von La Mouille stößt am Nordschenkel des Gewölbes von Morez ab. Zwischen St. Laurent und le Fort zeichnete Jaccard (Blatt XI) einen Bruch. Die Störungen setzen nach der geolog. Karte von Frankreich in 1 : 80000 über Morillon und Syam vielleicht bis in die Gegend von Salins fort.

Der Betrag der Verschiebung auf dieser Transversalstörung kann nicht genau angegeben werden (1—$1^1/_2$ km?). Aus den Schleppungen oder Knickungen im Streichen ist deutlich zu sehen, daß hier wie bei den nachfolgend zu besprechenden Querbrüchen die Ostseite nördlich vorgeschoben ist. Von der Dôle bis Champagnole hat die Transversalstörung ca. 40 km Länge.

Dieser Transversalknick oder -bruch Dôle—Champagnole zielt gegen das merkwürdige Salins, wo der westliche (ledonische) Außenbogen des Jurafaltenbüschels in steilem Winkel auf den nördlichen (bisontischen) stößt und der eine über den andern sich schiebt, so daß es aussieht, als ob sich dort Falten kreuzen, oder als ob sie von Salins aus in allen Richtungen ausstrahlen würden. Vielleicht hat die Transversalstörung Dôle—Salins die Faltenschar veranlaßt, dort getrennt in zwei Bögen zu branden.

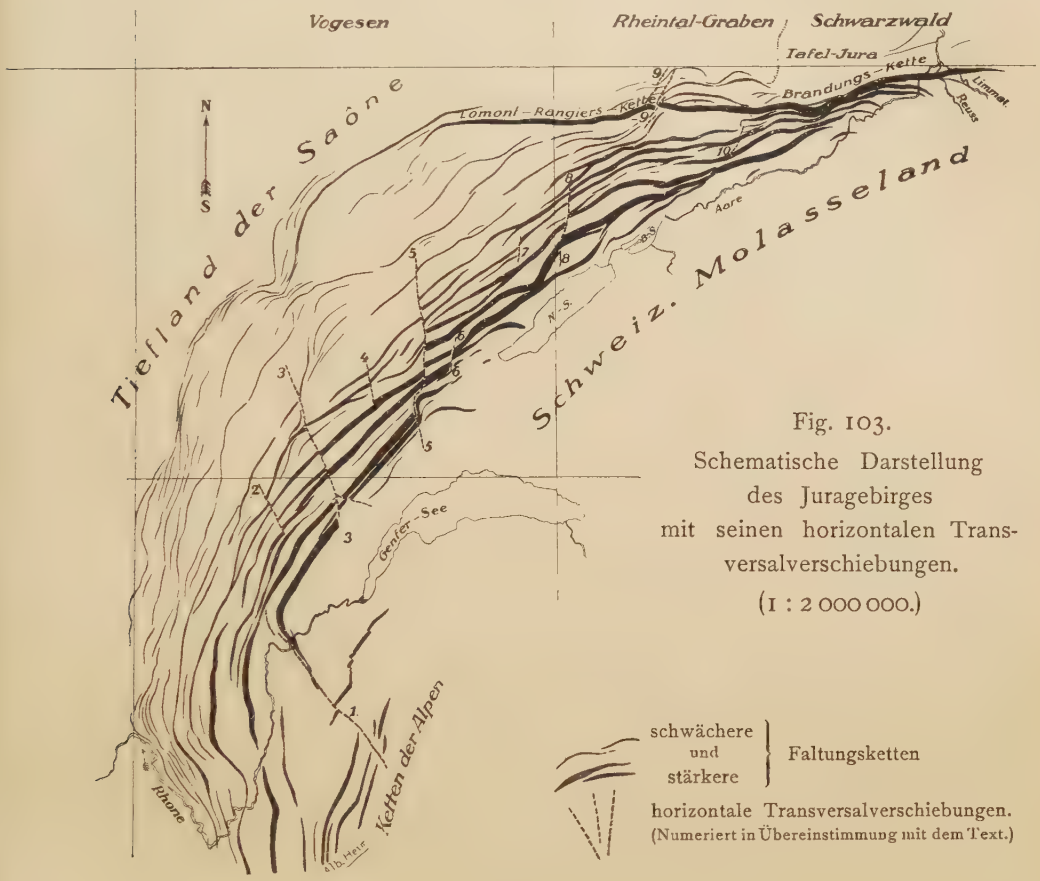


Fig. 103.
Schematische Darstellung des Juragebirges mit seinen horizontalen Transversalverschiebungen.
(1 : 2 000 000.)

4. In die Reihe der horizontalen Transversalverschiebungen von harmonischem Sinn muß die kleine, den andern parallel laufende Transversalverschiebung bei Mouthe, 14 km östlich Vallorbe, eingestellt werden, obschon sie nur eine Kette und eine Mulde durchsetzt. Sie ist 2 km lang und ergibt bis 800 m Verschiebung des Ostflügels nach N. Die nächst nördliche Kette knickt noch etwas aus. Der Wechsel in der Breite der Kreidemulde gleicht alles aus. Vielleicht gibt es noch einige solche kleinere Querstörungen im französischen Jura, allein die geol. Karte 1 : 80 000 gibt darüber keine klaren Aufschlüsse.

5. Der Querbruch Vallorbe—Pontarlier.

Am 3. Oktober 1898, nachmittags 1—2 Uhr, schwebte ich im Freiballon (Heim, Spelterini und Maurer, Die Fahrt der Wega über Alpen und Jura,

Basel 1899) in der Höhe von 5000 bis mehr als 6000 m über den Jura. Über Yverdon—St. Croix—Besançon war das ganze Juragebirge zu überschauen. Ich werde den Anblick nie vergessen. Die große Transversalverschiebung von Montricher bis Pontarlier sah aus, als ob ein Gott mit einem Riesenmesser durch die ganze Schar von Runzeln der Erdrinde einen gewaltigen Schnitt gezogen hätte, der nicht zu heilen vermag. Man konnte sehr gut übersehen, wie alle Längszonen an diesem Querschnitt abgeschert und die östliche Seite weiter gegen Norden vorgeschoben ist. Das ist bei weitem der größte und markanteste Querbruch im Jura. Er verschiebt 8—10 Antiklinalen. Jede ordentliche Landkarte macht ihn kenntlich. Straße und Eisenbahn benützen ihn. Aug. Jaccard erwähnt ihn zuerst (in „Beiträge" VI, 1869, S. 264 u. 265), aber nur ganz kurz wie folgt: „Chaînons de l'axe Sud-Nord. Je suis assez embarassé sur la question de savoir, si l'on peut considérer les dislocations Sud-Nord comme des chaînons. En réalité nous avons plûtôt à faire à des déviations plus ou moins brusques des chaînons que je viens d'énumérer". Jaccard erkannte also wohl die Natur der Erscheinung richtig, fand aber nicht den scharfen Ausdruck dafür. Die geol. Karte von Frankreich 1 : 80000 (Bertrand) gibt den Bruch mehr oder weniger deutlich zu erkennen.

Der große Querbruch Vallorbe—Pontarlier verläuft mit einer leichten östlichen Auskrümmung fast geradlinig S—N auf 45 km Länge. Er schneidet die Streichrichtung der Schichten und Falten unter 55°.

Der Vallorbe—Pontarlier-Bruch setzt schon am Südrande der innersten Kette nördlich Moltens, westlich Montricher an. Die Diluvialdecke verhindert, ihn weiter nach S zu verfolgen, wo er wohl noch ein Stück weit in die Molasse hinauslaufen muß. Das gewaltige, von SW kommende gedoppelte Gewölbe des Mont Tendre wird glatt abgeschnitten, wobei die abgedrückte Fortsetzung seiner südlichen Hälfte nach Art einer scharfen Horizontalflexur in S—N-Richtung verbogen, geschleppt und an die Querbruchfläche angepreßt wird. Als Kette der Dent de Vaulion streicht dieses zusammengedrückte Gewölbe mit vertikalem Westschenkel an der Ostseite des Bruches 8 km weit S—N, bis es nach dieser Abschwenkung wieder in die normale Richtung umbiegt (Montagne de Grati). Das weite kreideführende Synklinaltal des Lac de Joux, sowie die nördlich den See begleitende Malm-Antiklinale sind bei Le Pont glatt abgeschert und zugleich abgesperrt durch die quergedreht angepreßte Vaulionkette. Die nördliche Parallelmulde des Lac Brenet ist gegen N geschleppt und schließlich zerdrückt. Die beiden hochgelegenen Seen (1008 m) sind, wie der Fählensee und Seealpsee im Säntisgebirge, durch die transversale Horizontalverschiebung entstanden, denn diese hat die Täler abgeschnitten und einen Bergrücken davor geschoben. Eines der merkwürdigsten Jurabilder bietet die Umgebung von Le Pont am NE-Ende des Lac de Joux. Die Kirche von Le Pont steht auf dem Transversalbruch. Der Gault der Mulde des Lac de Joux stößt dort wenig geschleppt und aufgerichtet an dem senkrechten S—N streichenden Malmkalk ab. An anderen Stellen stoßen die westlichen, nach NE streichenden Schichten unvermittelt an den östlichen S—N streichenden senkrechten Schichten ab, oder es sind die westlichen Schichten mehr oder weniger gegen N geschleppt und umgebogen. An den Malmwänden östlich Le Pont sah ich in der Nähe des Bruches eine Menge von senkrechten S—N streichenden Rutschflächen mit horizontalen Rutschstreifen. Die Verschiebung ist dort von Bruchbüscheln begleitet. Den parallelen Nebenbrüchen der großen Bewegung ist vielleicht auch die Asphaltspalte etwas weiter östlich (S. 527) zuzurechnen. Die Aufnahme 1893 von Aug. Jaccard in 1 : 100000 konnte ich, unbedeutende Einzelheiten ausgenommen, 1915 bestätigen.

Das Wasser des Lac de Joux versiegt nur zum Teil in Trichtern an seinem Nordrande. Dasjenige der vereinigten Seen versiegt vollständig im Malmkalk des senkrecht gestellten NW-Schenkels der Mulde des Lac Brenet, an dessen Nordseite, abstürzend in gewaltige Trichter. Es erscheint

wieder 3 km weiter NE und 207 m tiefer aus der Sohle derselben abgedrehten Mulde am Fuße der Felswand, mit welcher gegen Vallorbe die ganze Zone abbricht.

Auf dem Stück Lac Brenet—Vallorbe hat also die westlich und östlich ungleiche Bewegung sich zum Teil in einer Verdrehung des Faltenstreichens um 45—55° auszulösen versucht, die sich übrigens auch noch weiter südlich in der Abdrehung der Kreidekette nach La Sarraz geltend macht. Brüche laufen mit. Nördlich von Vallorbe, im neuen Bahnhof, stößt die Malmwand des Mont d'Or mit NE gerichtetem Bruch an ein halbes Kreidegewölbe. Schon 1 km weiter wendet sich der einheitliche glatte Querbruch wieder nach N. Der Noirmont westlich mit seinen zwei Gewölben in Mont d'Or und Mont Rond ist am Bruch steil abgeschnitten und setzt östlich des Bruches, um 3 km nach N verschoben, 300—400 m tiefer im Mont Rame fort, der vielleicht ein stärker gesunkenes Zwischenstück („Klemmpaket") ist.

Man kann die größeren Faltungsteile, die im W abgeschert sind, im E in ihrer verschobenen Fortsetzung wieder erkennen; allein im einzelnen sind die Faltungsformen beiderseits doch ziemlich verschieden und auch in der Höhenlage verstellt worden. Es entsprechen sich unter stetiger starker Verschiebung der Ostseite gegen N die verschiedenen Faltungsglieder, wie mir scheint, wie folgt:

Westseite südlich zurückgeblieben	Betrag der horizontalen Verschiebung an der Bruchfläche gemessen in km	Ostseite nördlich vorgeschoben
Mont Tendre Südteil	10	Dent de Vaulion-sur Grati
Kreidesynklinale auf dem Scheitel des Mont Tendre	10	Kreide von Ballaigues
Nordhälfte des Mont Tendre	10	Antiklinale Les Cernis 1245 m N Ballaigues
Lac de Joux	9	Entre Les Bourgs
Kreidemulde Lac Brenet		Verquetscht
Vallorbe	$4^1/_2$	Les Maillots bei Jougne
Noirmont (Mont d'Or und Mont Rond)	3	Bergrücken E. Hôpitaux
Kreidesynklinale von Rochejean	$2^1/_2$	Kreidesynklinale Voirnon-Auberson
Kreidesynklinale von Mont Perreux (Lac de St. Point)	$2^1/_2$	Kreidesynklinale von Les Verrières
Kreidesynklinale von Malpas	$2^1/_2$	Kreidesynklinale von Les Allemands
Jurarücken SW von Pontarlier	$2^1/_2$	Jurarücken NE von Pontarlier
Kreidesynklinale SW von Pontarlier anstoßend an den Ort	2	Kreidesynklinale von Doubs-Arçon

Während im südlichen Teil bis Hôpitaux die Ostseite tiefer lag, steht sie weiter nördlich höher. Die Kreidesynklinalen sind stets im tiefer gesunkenen Teil viel stärker und breiter erhalten. So ist nördlich von Pontarlier die Westseite zum weiten Synklinalbecken eingesunken. Nach der französ. geol. Karte in 1 : 80000 setzt die Störung noch bis etwa 30 km nördlich Pontarlier über Bugny bis Vercel, vielleicht bis Orsans fort. Pontarlier selbst liegt auf dem Bruche. An manchen Stellen ist unser großer Transversalbruch eine messerscharfe Verschiebung, an welcher die beidseitigen gefalteten Schichtmassen ohne Schleppung abschneiden. Die geol. Karte von Frankreich verzeichnet ihn an vielen andern Stellen, wie außer dem südlichsten Teil auch nördlich von Touillon

und in seinen nördlichen Ausläufern als Schleppung. Meines Wissens hat aber noch niemand all den Begleiterscheinungen, wie Konzentration oder Teilung der Rutschfläche, Klemmpakete, Reibungsbreccien, Rutschflächen und Lage ihrer Streifen, genaue Ermittlung der Verschiebungsbeträge usw. usw. nachgesucht, so dankbar die Aufgabe einer mechanischen Monographie dieser unvergleichlich schönen und klaren Transversalstörung wäre.

Wenn unsere obige kleine Tabelle richtig ist, so folgt daraus, daß der Verschiebungsbetrag im Süden am größten ist und gegen Norden abnimmt, was auch dem allgemeinen Habitus des Gebirges, wie er uns auf einem Relief oder einer guten Karte in die Augen springt, entspricht.

6. Ein kleiner kräftiger Transversalbruch schneidet in einer Länge von 2 km ca. 6 km östlich der Vallorbe—Pontarlier-Verschiebung das Gewölbe zwischen Aiguilles de Baulmes und Mont Suchet durch. Mont Suchet liegt östlich und ist ca. 1 km nördlich geschoben, so daß am Bruch die dort breite nördliche Kreidemulde an den Doggerkern stößt. Die Bewegung war zugleich ein höheres Aufwölben der E-Seite um den Betrag von ca. 300 m. Der Bruch gleicht sich nördlich rasch aus, indem die Kreidemulde mit Tertiär westlich weit, östlich schmal wird. Der Bruch ist ganz harmonisch dem nahe gelegenen Vallorbe—Pontarlier-Bruch und könnte auch als eine lokale Nebenerscheinung desselben gelten.

7. Der Bruch von Les Brenets ist nicht einfach, er ist fast eher ein Bruchschwarm. Schon bei Col de Roches ist ein Querbruch mit 100 m nördlichem Vorschub des Ostflügels deutlich. Östlich neben Les Brenets läßt er sich auf etwa 2 km etwas gekrümmt S—N laufend mit 200 bis 500 m Verschiebung, Ostflügel nördlich vorgeschoben, verfolgen (Karte von Rollier und Favre). Im östlichen Bergrücken der Saignotte hat er noch einige parallele Mitläufer. Der Hauptbruch durchsetzt den Dogger der Saignotte-Kette und die Gesteine der Kreidemulde von Les Brenets.

8. Nach der Größe der dritte Querbruch läuft zwischen La Chaux de Fonds und Freibergen. Er streicht nach N mit 10 Grad Ablenkung gegen NE. Fünf Antiklinalen werden von ihm zerschnitten und verschoben. Der Winkel zwischen Schichtstreichen und Bruch wechselt zwischen 30 und 50°.

Die Kette des Mont d'Amin (oder Mont Damin) ist in die NNE-Richtung geschleppt und biegt dann plötzlich wieder nach ENE um. Der gegen Val de Ruz geöffnete Innenwinkel mißt 130—140°. Nahe der Umbiegungsstelle, südlich der Tête de Rang, setzt zuerst ein schiefer Querbruch ein, der von hier 14 km weit nach N reicht. Auch hier ist wieder der Ostteil vorgeschoben, und zwar an der Tête de Rang erst 450 m, dann bei La Ferrière 2—$2^1/_2$ km (auf der Verschiebungsfläche gemessen). Mitten in der nördlichen Antiklinale von Les Bois erlöscht der scharfe Bruch. Allein nicht nur diese, sondern noch die nördlichere Antiklinale bei Prailats und mit ihr der Doubs biegen aus im Sinne der Querverschiebung. In diesem Falle sehen wir also deutlich das Ausklingen der Querverschiebung in beiden Richtungen nach S und N in schleppenden Richtungsänderungen der Ketten. Der Bruch zwischen Franche-Montagne und La Chaux de Fonds ist nicht einfach und nicht immer gerade. Auf dem Mont d'Amin in der Paßregion von Enclave de Fontaines zersplittert er in ein Gewirr von Brüchen mit verstellten Zwischenstücken und interferiert wohl auch mit Faltenbrüchen.

8. b) Bei Montruz, zwischen Hauterive und Neuchâtel, in der Flanke des Chaumont, gibt Blatt VII der Karte 1 : 100000 eine kleine Transversalverschiebung an. Schardt hat den Fall eingehender geprüft (Bull. Soc. Neuchât. d. Sc. nat. 1900) und gefunden, daß der Bruch S—N läuft und den östlichen Teil der Kreideschichten etwa 500 m nördlich über den westlichen vorgeschoben hat. Fortsetzung durch

den Chaumont ist nicht gefunden. Es scheint, daß der Bruch nur den unteren Teil der südlichen Flanke des Chaumont-Gewölbes betrifft und nach $1^1/_2$ km Erstreckung erlöscht. Vielleicht ist er eine kleine Nebenerscheinung der Umkrümmung der Kette mehr gegen N, die hier einsetzt, oder er resultiert noch aus der Spannung, die den Mont Damin zerrissen hat, und gehört in diesem Falle zu 8.

9. Nun setzt ein Bruchbüschel aus wenigstens 6 Einzelbrüchen ein, das bei Montmelon die St. Brais-Kette mit Riß gegen NE abschert. Bei Les Rangiers ist die Ostseite der gleichnamigen Kette durch einen zum Streichen der Kette ca. 60° schiefen Bruch um 500 m nach N vorgeschoben.

Nach Rollier läuft einer der Brüche dieses Bruchbüschels zwischen Asuel und Frégiécourt östlich Charmoille wohl 6 km weit gegen NNE, 800 m östlich von einem Parallelbruch begleitet. Diese Bruchregion ist auch dadurch sonderbar, daß gerade bei Les Rangiers unter einem stumpfen nach dem Delsbergerbecken offenen Winkel von 110° die aus SW kommende Caquerelle- oder St.-Brais-Kette auf die Rangiershauptkette trifft. Man kann annehmen, daß ganz wie die Kette des Mont d'Amin auch die St.-Brais-Kette durch die Transversal-Bewegung in ihre schiefe Lage geschleppt worden sei. Möglicherweise war hier die sarmatische horizontale Transversalverschiebung der Kette auch durch den unterliegenden auslaufenden Rand des Rheintalgrabens und ältere Verwerfungsflächen beeinflußt.

10. Wiederum 35—40 km von Nr. 8 abstehend gegen E folgen ca. 20 Stücke von Transversalstörungen, sich verteilend auf die ganze nach NE gerichtete Querzone von Gänsbrunnen bis Ziefen: zunächst ein Bruch östlich von Gänsbrunnen ziemlich spitzwinklig zur Kette gegen NE gerichtet, in dessen Verlängerung der Bruch, der die Paßwangkette abschneidet, und gleich darauf die Schleppung des Westendes der Trogbergkette. Diese Transversalstörungen liegen in einer Linie, die mit der Streichrichtung der Ketten einen nach NE offenen Winkel von 30—50° bildet, Ostseite nördlich vorgeschoben.

Die Trogbergkette taucht zwischen Montsevelier (Mutzwil) und Mervelier (Morswil) fast plötzlich gegen W unter die große Delsbergermulde; sie knickt in ihrem Streichen aus dem Gewölbe zur Mulde hinab; dabei wird ihr westlicher Zipfel sonderbar gegen S umgedreht. Diese Wendung gegen S erzwingt nebenbei noch einen SSE—NNW streichenden Transversalbruch SE von Montsevelier, der von Rollier (Carte géologique de la Hohe Winde, „Beiträge", N. F. 8) ca. 1 km weit verfolgt worden ist. Seine horizontale Verschiebungsbreite, Westseite nördlich vorgeschoben, beträgt 400 bis 500 m. Dieser Bruch ist eine bloße Nebenerscheinung der Kettenschleppung, welche den östlichen Teil ca. 2 km nördlich über das westliche Kettenende vorgeschoben hat. Der Sinn der Störungen von Gänsbrunnen bis gegen Montsevelier ist im ganzen: Ostteil nördlich vorgeschoben. In Fortsetzung der Querzerrungszone gegen NE folgen eine Anzahl von Brüchen S Meltingen, ein größerer, von Mühlberg kartierter S Zullwil und weitere am Riedberg, Holzenberg und Fraumath gegen Ziefen.

In dieser Querbruchzone handelt es sich nicht um eine so einfache glatte Transversalverschiebung. Interferenzen mit den Krustenbewegungen um den Südrand des Rheintalgrabens sind sichtlich mit im Spiele. Nähere Untersuchung fehlt noch. Auch der relative Sinn an diesen schiefen Querbrüchen scheint nicht ganz einheitlich zu sein, was dem Widerstand der vorliegenden SW-Ecke des Schwarzwaldes zugeschrieben werden dürfte.

11. Anhangsweise haben wir noch einiger kleiner horizontaler Transversalverschiebungen zu gedenken, wie sie sich unregelmäßig zwischen die genannten einstellen und deren Zahl und Kenntnis noch erweitert werden mag.

Nördlich La Chaux-de-Fonds durchsetzen eine Anzahl Querbrüche den Dogger des Gewölbes von Pouillerel und schneiden noch in den südlichen Malmflügel hinaus. Transversale Bewegung höchstens bis 200 m, vielleicht Begleiterscheinungen des Transversalbruches Nr. 8.

Gorges de l'Areuse. Ein gegen NNE laufender, ca. $2^1/_4$ km langer Bruch setzt am oberen Ende der Gorge an und erreicht nahe nördlich Rochefort sein Ende. Er schiebt die östliche Fortsetzung der ganzen Kreidemulde des Traverstales um etwa 700 m gegen NE vor. Nach der Karte von Schardt (Eclogae 1903) geht er aus einer Abbiegung der Faltenverwerfung am N-Rand des Traverstales hervor.

Dicht W Noiraigues setzt ein NE laufender Querbruch gegen das Vallée des Ponts hinauf. Kimmeridge und Kreide stoßen zusammen. Der W-Flügel scheint nach N vorgeschoben zu sein.

Nördlich St. Blaise (NE Neuenburgersee) ist die Châtollionkette von einem kleinen Querbruch (E-Seite ca. 100 m nach N vorgeschoben) durchsetzt (Schardt in Bull. Soc. Neuchât. Sc. nat. t. XXXVII).

Über den Querbruch, der die Rangierskette bei Pont de Roide durchsetzt und der vielleicht hier aufzuzählen wäre, ist mir nichts Genaueres bekannt.

An der Montagne de Moutier dehnt sich der Malm der Raimeuxkette in mehreren kleinen Querbrüchen gegen W da etwas südlich in die Breite, wo ihr südliches Zweiggewölbe, die Basse-Montagne NW Moutier rasch untertaucht und Platz macht (Mitteilg. v. R. Elber). Diese Brüche sind kleine Auslösungen der lokalen Spannungen durch die Faltung.

Weiter östlich sind nur kleine Querverschiebungen beachtet worden.

Mühlberg nennt eine Blattverschiebung mit schwach N fallenden Rutschstreifen und nördlich vorgeschobener W-Flanke aus der Hasenhubel-Kette in der Brandungszone. Lokal ungleicher Widerstand des Vorlandes soll sie erklären.

Weitere Transversalbrüche wurden von ihm kartiert:

Benkerjoch (N Aarau) Sommerhalde. Transversalbruch nur in Keuper und Muschelkalk, W-Seite ca. 75 m nach N vorgeschoben. Rebenfluh (N Lostorf) bei Olten, Bruch im Dogger ca. 50 m Verschiebung der W-Seite gegen N. Kestenberg N Möriken in Wettingerschichten, E-Seite nördlich vorgeschoben. Scherzberg S Hausen bei Brugg, E-Seite nach N vorgeschoben. NE Birmensdorf in Parkinsoni-Schichten, E-Seite südlich gerückt. Am Martinsberg bei Baden zählte Mühlberg im Malm 30 gleichgerichtete Verschiebungen von je 1—10 cm Bewegung. In ihrer Summe ergeben sie eine Verstellung von einigen Metern. Manche Dislokation in spröden Gesteinen vollzieht sich durch eine Summation kleiner Bruchverschiebungen. Man trifft dergleichen im Kettenjura in den Kalksteinen fast Schritt für Schritt. Überhaupt ist das Gebirge meistens viel stärker zerknittert und zerbrochen, als es nach unseren Profilen in kleinen Maßstäben aussieht.

Als einzigen nennenswerten Querbruch im Ostjura betrachtete man den unteren Schluß der Limmatkluse bei Baden. Der N-Flügel der Lägern schien dort durchschert. Sein Westteil liegt normal steil N fallend; der Ostteil ist nördlich überkippt und reicht etwa 500 m zu weit nördlich (Karte Mühlberg). Die Klippe an der Ostseite ist indessen wahrscheinlich eine Abrutschung vom etwas überkippten N-Schenkel.

Bei diesen kleinen Brüchen ist meistens noch deutlich das Vorherrschen harmonischer Verschiebung: E-Seite gegen N oder NE, ausgesprochen. Bei den noch kleineren Brüchen trifft diese Gesetzmäßigkeit nicht mehr zu. Sie sind offenbar ganz lokal nur innerhalb der einzelnen Falten durch Bewegungsdifferenzen ohne jede bedeutende gemeinsame Ursache als eben bloß die Tatsache der Bewegung bedingt.

b) Alter der großen Transversalverschiebungen. Aus der entschiedenen Ähnlichkeit und dem Sichentsprechen der Falten beiderseits der Brüche und besonders aus der teilweisen Schleppung der Ketten an diesen Störungen und dem Auslaufen der Brüche in Schleppungen der Falten geht hervor, daß die Querbrüche nicht vor der Faltung entstanden sind, sondern erst nachdem die Falten schon weit ausgebildet waren. Aus

den Unterschieden in den Faltenformen beiderseits der Brüche dagegen folgt, daß mit den Transversalverschiebungen gleichzeitig die Faltung noch fortdauerte, und zwar beiderseits des Bruches unabhängig und deshalb ungleich. So weit die Beobachtungen reichen, scheint es, daß die Bruchverschiebungen erst etwa während des letzten Drittels der Faltung begonnen haben. Die letzte Phase der Juradislokation war weitere Faltung und gleichzeitige Verschiebung der Bruchflügel und kam für beide Bewegungsarten gleichzeitig zum Abschluß. Dieses Resultat stimmt mit dem im Säntisgebirge gefundenen überein. Die horizontale Transversalverschiebung gehört also auch zeitlich nicht in die Gruppe der vormiocänen Schwarzwald-, Vogesen- und Tafeljura-Verwerfungen, sondern in die Schlußphase der faltenden Horizontaldislokation des Kettenjura. Sie ist postsarmatisch.

c) Harmonische Erscheinungen der Querbrüche. Wenn auch unsere Kenntnis der Transversalverschiebungen im Juragebirge noch recht unvollkommen ist, so ist doch eine Vermehrung ihrer Zahl durch weitere Untersuchungen nur für die kleinen Lokalbrüche zu erwarten, nicht für die größeren. Die bisher bekannten und genannten vier größeren (Nr. 1, 3, 5 u. 8) und ca. 6 kleineren horizontalen Transversalstörungen im Kettenjura sind alle von durchaus harmonischem Bau:

Sie laufen alle fliehend gegen N fächerförmig auseinander, wie auch folgende Tabelle ihrer Streichrichtungen zeigt:

Nr. 1	streicht	nach	N	40° NW	Nr. 6	streicht	nach	N	8° NE
„ 2	„	„	N	25° NW	„ 7	„	„	N	10° NE
„ 3	„	„	N	20° NW	„ 8	„	„	N	11° NE
„ 4	„	„	N	10° NW	„ 9	„	„	N	30° NE
„ 5	„	„	Norden		„ 10	„	„	N	35° NE

Der ganze Fächer der Querbrüche umfaßt also 75—85°. Die Transversalbrüche bilden mit den Ketten schiefe Winkel, und diese Winkel werden um so spitzer geöffnet gegen N oder NE, je weiter der Bruch gegen NE liegt. So schneidet die Querverschiebung die Streichrichtung der Ketten

bei Bruch	Nr. 1	unter	70—80°		bei Bruch	Nr. 6	unter	50°	
„ „	„ 2	„	65°		„ „	„ 7	„	45°	
„ „	„ 3	„	60°		„ „	„ 8	„	40—45°	
„ „	„ 4	„	60°		„ „	„ 9	„	40—60°	(krumm)
„ „	„ 5	„	55°		„ „	„ 10	„	30—45°	

Die Ketten drehen ihre Richtung im gleichen Sinne gegen N, NE und E, wie die Querbrüche sich fächerförmig gegen E wenden, allein der letzteren Drehung ist stärker (75—85°), diejenige der Ketten auf der gleichen Strecke nur von N 35° NE in W—E, also 55°. Infolge davon wird der Schnittwinkel von Ketten und Querbrüchen gegen E immer spitzer.

Alle diese zehn Transversalbrüche (mit Ausnahme der östlichsten Ausläufer von Nr. 10) schieben den Ostflügel nördlich vor. Oft (bei Nr. 1, 2, 3 u. 5) sind die innersten Ketten am Bruch am stärksten verschoben. Die Verschiebung läuft gegen N und bei Nr. 8, 9 u. 10 auch gegen S in Schleppung der Ketten im

Sinne der Verschiebung aus. Die westlicheren Brüche setzen meistens an der innersten Kette an und endigen mit dem Eintritt in die äußere Zone der welligen Plateaux (1, 3, 5). Auch die kleineren Zwischenbrüche gehören im Westen der inneren Faltenzone an. Die östlichen Querbrüche dagegen lassen die innerste Kette unberührt. In der äußersten Zone des Kettenjura fehlen größere Querbrüche anscheinend ganz.

Ganz besonders auffallend ist die annähernd regelmäßige gleichförmige Verteilung der prägnanteren Transversalverschiebungen im Juragebirge. Alle gehören in Beziehung auf die Längserstreckung dem mittleren Teil des Faltenbüschels an; sie fehlen im SW-Jura und im östlichen Kettenjura. Der weitaus stärkste und größte Transversalbruch, derjenige von Vallorbe—Pontarlier, liegt völlig in der Mitte. Die beiden nächstgroßen liegen symmetrisch je 35 km SW und NE davon. Die kleineren verteilen sich teils fast genau in die Mitte zwischen die größeren, teils außerhalb derselben so, daß kein Bruch dem benachbarten näher als 6 km, keiner entfernter als 20 km liegt; meistens beträgt die Distanz von einer zur andern Querstörungszone nahe um 16 km.

d) Ursache der Transversalverschiebungen. Diese harmonische Gestaltung und Verteilung der Transversalverschiebungen beweist, daß sie die Auslösung einer großen einheitlichen Spannung sind, welche die ganze Faltenmasse fast gleichmäßig ergriffen hat.

An den Folgen verraten sich die Ursachen. Messen wir die Länge eines von den Querverschiebungen durchsetzten Faltenzuges von einem Ende zum andern jetzt und wie sie vor den Transversalbrüchen war, so erkennen wir, daß diese Brüche eine longitudinale Streckung bedeuten. Das nördliche Ausbiegen der Juraketten während ihrer Faltung mußte die Longitudinalstreckung erzeugen. Sie hat sich mittels Querbrüchen deshalb vollziehen können, weil diese Brüche nicht senkrecht, sondern schief durch die Ketten gehen. Wir erkennen damit die Transversalbrüche im Juragebirge als das Resultat der durch die Ausbiegung entstandenen longitudinalen Streckung, und so ist uns nun auch ihre harmonische Anordnung verständlich.

Wir können noch einen Schritt weiter gehen, indem wir die Streckung messen und mit der von der Ausbiegung geforderten vergleichen. Messen wir, so weit wir sie kennen, die maximale Verschiebung an jedem Transversalbruch auf der Bruchlinie, so berechnet sich nach obigen Notizen die durch die 10 schiefen Brüche in ihrer Summe sich ergebende Streckung für die meist betroffenen Fasern des Faltenbüschels in Metern etwa wie folgt: (Nr. 1) $1500 \cdot \cos 70° + (\text{Nr. } 2)\ 2000 \cdot \cos 65° + (\text{Nr. } 3)\ 1500 \cdot \cos 60° + (\text{Nr. } 4)\ 800 \cdot \cos 60° + (\text{Nr. } 5)\ 10000 \cdot \cos 55° + (\text{Nr. } 6)\ 1000 \cdot \cos 50° + (\text{Nr. } 7)\ 300 \cdot \cos 45° + (\text{Nr. } 8)\ 2500 \cdot \cos 40° + (\text{Nr. } 9)\ 500 \cdot \cos 60° + (\text{Nr. } 10)\ 1000 \cdot \cos 35° = 11000—12000$ m. Das ist also eine Gesamtstreckung für die mittleren Fasern von ca. 10 km, also von 320 km Bogenlänge auf 330 km, das ist um ca. 3%. Die jetzige Sehne des Bogens der innern Kette mißt 300 km, das ist ca. 10% weniger als der Bogen.

Auf diese Zahl von ca. 10 km ist jedoch kein zu großes Gewicht zu legen. Wir kennen die Transversalbrüche noch viel zu wenig genau. Doch mag der

Gedanke dieser Berechnung vielleicht später nützlich werden. Selbstverständlich werden wir bei diesem Bemessen der Streckung stets weniger erhalten als die Differenz in Länge von Sehne und Bogen des ganzen Kettenjura, weil wahrscheinlich die Ketten schon in statu nascendi gekrümmt waren, und weil ein großer Teil der Streckung sich auch ohne auffallende Brüche auf andere Art auslösen konnte. Im Ostjura, in der Brandungszone, finden wir keine nennenswerte schiefe Querverschiebung mehr, weil der Widerstand des Schwarzwaldes mit dem Tafeljura die Auskrümmung der Juraketten und damit ihre Streckung verhindert hat.

e) Spiegelbildliche Querverschiebungen. Eine Transversalverschiebung, die genau senkrecht zur Streichrichtung der Ketten verliefe, könnte keine Längsstreckung bewirken, es sei denn, daß sie sich zugleich als klaffende Spalte öffne. Wir kennen keine solche. Eine Transversalverschiebung im Jura gegen N bis NE gerichtet, den westlichen Teil vorgeschoben, oder eine Transversalverschiebung gegen NW und W gerichtet, den östlichen Teil vorgeschoben, würden beide statt einer Streckung eine Verstauchung der Faltenbogen bedeuten. Wir kennen nennenswerte solche nicht. Die Transversalbrüche müssen deshalb alle schief zu den Ketten verlaufen, entweder von der Querstellung nach NE abgelenkt, wie bei den obigen 10 Brüchen, oder nach NW abgelenkt, wie bei den wenigen gleich zu besprechenden. Symmetrisch wechselnde Lage bedingt symmetrisch wechselnden Sinn der Verschiebung.

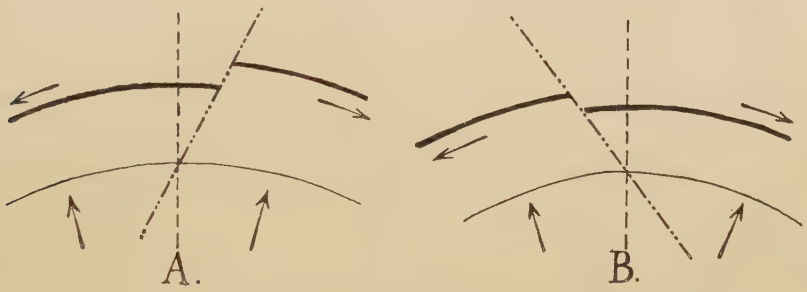


Fig. 104.
Transversalverschiebungen in Faltenbogen durch Dehnung, symmetrische Typen.

Diesem spiegelbildlichen Grundriß (Fig. 104 B) entsprechen die wenigen, in die bisher gegebene Darstellung nicht passenden Transversalverschiebungen:

1. Die östliche Abirrung des Bruches Nr. 3 von La Chaille nach St. Cergues. Fig. 105 gibt davon eine Vorstellung und verbessert zugleich die ältere Darstellung in Taf. XX und Fig. 103. Die Region der Dôle ist nach NW vorgeschoben, und das NE-Flankenstück ist relativ zurückgeblieben. Weil der Bruch und die Schleppung bei St. Cergues auf einer Linie stattfinden, deren stumpfer Winkel mit den Ketten gegen SW offen steht, statt gegen SE, so ist die SW-Seite vorgeschoben, die NE-Flanke zurückgeblieben; denn an einem so gerichteten Bruche konnte die Kettenstreckung nur in diesem Sinne wirken. Die scheinbare Ausnahme von St. Cergues ist also zu den anderen Querverschiebungen Spiegelbild, sowohl nach der Lage des Bruches, als auch nach der Ver-

schiebungsrichtung. Auch die Verschiebung von St. Cergues beweist Longitudinalstreckung der Ketten. Sie ist reziprok harmonisch allen übrigen — keine Ausnahme, sondern eine Bestätigung des Gesetzes.

Fig. 105.
Die Transversalverschiebung von Morez und St. Cergues (1 : 300 000).
(Unter Benutzung neuer Aufnahmen von Lagotala.)
Schwarz = Antiklinalen, schraffiert = Synklinalen,
Strichpunktlinien = Querbrüche und Schleppungen.

2. In ca. 11 km Abstand gegen SW verläuft in gleicher Richtung von Vesancy bei Gex durch den Col de la Faucille nach Combe Richet, quer durch die beiden großen inneren Juraketten, eine Horizontalschleppung mit gleichem Verschiebungssinn harmonisch zur Linie St. Cergues.

3. Ganz das gleiche wie für St. Cergues gilt von einem Bruche NW Ste. Croix.

Die Verschiebung, in der Mitte des Vallon de Noirvaux plötzlich ansetzend, verläuft ca. 4 km gegen NW, von zwei kurzen parallelen Nebenbrüchen begleitet. Der SW-Flügel ist gegen NW vorgeschoben. Der stumpfe Winkel und Gegenwinkel zwischen Bruch und Streichen öffnen sich ca. 110° gegen N und S. Die Antiklinale von La Vraconnaz ist abgeschnitten und stößt mit Callovien an den Kreideschenkel der bei La Chaux breiten Mulde von Noirvaux. Die Verschiebung mißt 500—750 m und ist ca. 60° zum allgemeinen, 45° zum lokal geschleppten Streichen gerichtet. Sie ist außerhalb der Landesgrenze unbekannt (Rittener, „Beiträge", n. F. Lfg. 13, mit Karte, 1902). Mit dem Aufhören des Bruches bei Miguet-Noirvaux findet sich die Ausgleichung beider Flanken durch die Weite der Mulde La Chaux im SW, gegenüber der plötzlichen Einengung derselben im NE (Vallon de Noirvaux), während die nächst SE streichenden Ketten ungebrochen durchgehen. Dieses E-Ende des Querbruches unfern Ste. Croix ist seinerseits wiederum spiegelbildlich zum W-Ende des Schleppungsbruches von St. Cergues, indem dort die Ausgleichung bei Chaille in Verengerung einer Mulde im SW-Flügel, fast plötzlicher Verbreiterung im NE-Flügel sich vollzieht.

Der maximale Streckungsbetrag in der Kettenrichtung ergibt sich für St. Cergues = 1200 Cos 30° = ca. 600 m, für NW Ste. Croix = 700 Cos 30° = ca. 350 m, für beide zusammen also nahezu 1000 m, welcher Betrag zu dem früher berechneten von 10—12 km zu addieren ist. Diese zwei vorherrschend W—E laufenden Transversalbrüche mit entsprechender Verschiebung des S-Flügels sind also spiegelbildlich harmonisch zu den früher genannten 10 Querbrüchen und lösen die gleiche Spannung aus wie diese: die Längsstreckung der Ketten bei ihrer weiteren Ausbiegung. Daß es nur zwei, nicht deren gegen zehn sind, und wir nicht zwei sich

kreuzende, völlig symmetrische Systeme von Querbrüchen aus gleicher einheitlicher Ursache und mit gleichem Effekt erhalten haben, ist vielleicht die Folge der gegen E beweglicheren, gegen SW steiferen Ausbildung der gefalteten Schichtmasse.

f) Erlöschen der Querverschiebungen.

Es fällt auf, daß manche Querverschiebungen durch viele Ketten hindurchgreifen, andere innerhalb des Kettenbüschels oft ganz rasch erlöschen. Im letzteren Falle beobachten wir manchmal eine Krümmung der Ketten, meistens eine plötzliche Verbreiterung auf der einen, Verengerung auf der andern Flanke, sei es von einem Gewölbe oder von einer Mulde. Wir haben solche Beispiele erwähnt. Die allgemeine Streckung des ganzen Kettenbüschels ist aber damit in ihrer Wirkung nicht verständlich gemacht. Vielmehr müssen wir annehmen, daß sich die Streckung über das Ausgehen der Querverschiebung hinaus in weniger auffälligen Erscheinungen ausgelöst hat, wie in Zerstreuung in zahlreiche kleine, kaum zu beobachtende Verschiebungen, in mehr homogene Deformation und dergleichen mehr.

Warum aber werden die am stärksten ausgebogenen Falten des Kettenjura, die nordwestlichsten, von den Transversalverschiebungen nicht mehr erreicht? Zwei Antworten scheinen möglich:

1. Die inneren Ketten des Bogens sind die zuerst gestauten, die äußeren sind, den umliegenden Widerständen sich anschmiegend, nachher dazugekommen. Die inneren sind deshalb länger und weiter ausgebogen und viel mehr gestreckt als die äußeren, welche schon stärker gebogen begonnen haben und nicht mehr viel weiter ausgebogen werden mußten.

2. Oder die äußersten Faltenbogen des Jura sind die erstgestauten. Der darin sich immer mehr häufende Widerstand hat allmählich die Auffaltung der inneren Bogen veranlaßt, während die äußeren gewissermaßen schon „erstarrt" blieben. Die letzte Phase der Faltung, der die Transversalbrüche größtenteils angehören, wirkte dann nur noch auf die inneren Ketten.

g) Zusammenfassung.

Etwa 12 schiefe Brüche oder Bruchbüschel von der Art der horizontalen Transversalverschiebungen durchschneiden den inneren Teil der Jurafaltenschar teilweise oder ganz. Zehn derselben zeichnen sich aus durch auffallend gleichmäßige Verteilung, harmonische Divergenz gegen N, der stumpfe Winkel mit den Ketten gegen W geöffnet, und durch einheitlichen Verschiebungssinn: Ostflügel gegen N vorgeschoben. Einige derselben sind in Stellung und Sinn dazu spiegelbildlich. Durch diesen Einklang erweisen sich alle horizontalen Transversalverschiebungen im Kettenjura als eine einheitliche Erscheinung aus der letzten Phase der Jurafaltung. Sie sind aus der Längsstreckung der Ketten bei ihrer weiteren Ausbiegung, unabhängig von den älteren Verwerfungen in den nördlichen Gebirgen (Vogesen, Schwarzwald, Tafeljura), als ein Glied der rein jurassischen, postsarmatischen Horizontaldislokation entstanden.

Nach Abschluß dieses Manuskriptes erschien im März 1918 Christian Sprecher: „Beitrag zur Kenntnis der Querstörung Mollens—Vallorbe—Pontarlier", der einst auf meine Anregung hin begonnen worden war (Inaug.-Diss., Burgdorf 1917). Sie bringt keine neue vollständige geologische Kartierung, aber doch viel Beachtenswertes an neuen nützlichen Beobachtungen und Reflexionen. Dagegen anerkennt Sprecher die Transversalschleppung der Kette Mont Tendre—Vaulion nicht! Er parallelisiert die Gebirgsglieder beiderseits der Querstörung ganz anders, als es hier geschehen

ist, indem er neben dem NW-Schub noch einen „Strahldruck" und besonders eine „Querstauchung" konstruiert, welche letztere die Längsketten zum Teil ohne Querverschiebung mit Querketten durchkreuzte. Die Transversaldislokationen sind nach seiner Meinung Folge longitudinaler Stauung in den Ketten. Er gibt seine Beobachtungen und die Deutung derselben völlig in den mechanischen Spekulationen gefangen, die ihn nach meiner Überzeugung auf eine irrige Fährte gebracht hatten. An unseren obigen Darlegungen habe ich nichts Wesentliches zu ändern.

3. Anordnung der streichenden Dislokationen im Kettenjura.

a) Übersicht. In Taf. XX ist ein Grundrißbild der Dislokationen des Jura gegeben, das mehr bieten mag, als ähnliche bisherige Versuche; allein wir sind uns vieler Mängel desselben wohl bewußt. Die Breite des schwarzen Striches soll die Kraft des betreffenden Gewölbes andeuten. Freilich, wo ein kräftiges Gewölbe einen pilzförmig breiten Rücken, vielleicht mit kleinen Falten zweiter Ordnung annimmt, versagt diese Darstellungsart. Ein herrlicher Versuch zu einer Karte, nicht der orographischen, sondern der tektonischen Höhen, ist von Em. de Margerie und de La Noë gemacht worden („La structure du Jura", Actes Soc. hélv. Sc. nat. 1909). Um die wirklich von der Dislokation geschaffenen Formen des Juragebirges darzustellen und zu übersehen, ohne Störung durch die Abwitterung mit ihrem bald geringen, bald enormen Abtrag, hat de Margerie die ergänzt gedachte Oberfläche einer Schicht, und zwar des Portlandien in Höhenkurven von 100 zu 100 m, und mit Farbtönen wechselnd von 300 zu 300 m in 1 : 400 000 dargestellt. Leider ist das Blatt nur in Probedrucken an eine Anzahl von Fachgenossen verteilt worden. Fig. 86 versucht mit einfacheren Mitteln in kleinerem Maßstabe und allerdings viel unvollkommenerer Art etwas Ähnliches zu bieten. De Margerie mußte bei seinem größeren Maßstab schon zu viel schematisieren. Im besonderen bieten die Überschiebungszonen Schwierigkeiten. Der östliche Kettenjura ist denn auch von de Margerie ganz weggelassen worden. Seine Methode müßte, in größerem Maßstabe ausgeführt, ein ergreifendes Bild liefern.

Schon so, wie die kartographische Darstellung der Oberfläche des teils ergänzt (wo weggewittert), teils freigeschält (wo mit jüngeren Schichten bedeckt) gedachten oberen Malm zurzeit von de Margerie gegeben werden konnte, ist sie vom höchsten Interesse und zeigt eindringlicher als alles andere die klassische Einseitigkeit im Bau des Juragebirges: die höchsten Falten am Innenrande des sanften Bogens, die plateauförmigen Abstufungen und die niedrigeren Ketten gegen die äußeren Bogen hin angeordnet, und außerdem eine zweite hohe Kette als Brandungskette gegen ältere Gebirge am Nordrand; scharfer Kettenbau, wo im SW und im NE die Ketten geschart sind, mehr oder weniger plateauförmige Entwicklung mit schwächeren und breiteren Falten in der Mitte, wo das Faltenbüschel breiter ist; in allen Teilen Ausbiegung der Dislokationslinien konvex gegen NW, die äußersten Bogen (vor einem im Wege stehenden alten Widerstandspunkte?) zweiteilig.

Zu dem allgemeinen Bilde, das schon S. 548 u. f. charakterisiert ist und das unsere Taf. XX und Fig. 86, sowie die Karte von de Margerie liefern, sind noch eine Anzahl von Erscheinungen im Worte zu präzisieren.

b) Zahl der Falten. Schon Thurmann hatte versucht, die einzelnen Gewölbe des Juragebirges zu zählen. Seither ist der Versuch öfter gemacht worden. Wir müssen dabei aber von vorneherein festhalten, daß eine genaue Zählung unmöglich ist, weil die einzelnen Falten sehr oft gar keine scharf voneinander abgegrenzte Individuen sind. Oft, wo ein Gewölbe durch einen Querschnitt abgerissen ist, sind wir der Fortsetzung nicht sicher. Sollen wir Falten zweiter Ordnung zählen, wenn sie sich im weiteren Verlauf mehr oder weniger selbständig gestalten? Sind

die größeren Schuppen auf einer übergeschobenen Masse als einzelne Falten zu zählen? Zwei Falten endigen dicht gegeneinander und lösen einander ab. Der Wechsel ist im geologischen Bau zu erkennen, allein sie bilden eine einzige fortlaufende Kette; soll das als eine oder als zwei Falten gezählt werden? Ein Gebirge wie der Kettenjura ist ein Faltenbüschel, in welchem viele Falten nur strichweise Individualität gewinnen, dann wieder in andere verschmelzen oder sich zerteilen. Das Faltenbündel ist eine in der Natur liegende Einheit; die einzelne Falte müssen wir künstlich aus dem Bündel herauspräparieren. Genug, um den schwankenden Sinn einer Faltenzählung deutlich zu machen! Bleiben wir bei den größeren kettenbildenden Falten und lassen wir Schuppen und Falten zweiter Ordnung eher weg, so kommen wir auf rund 160 Gewölbe, die von SW nach NE zuerst auseinandergehen, dann gegen E sich wieder scharen. Zählen wir die Falten und Schuppen zweiter Ordnung mit, so würde sich die Zahl wohl vermehrfachen.

c) Längen der Gewölbe. Den innersten Faltenbogen des ganzen Juragebirges haben wir zu 330, den äußersten zu 390 km, die Sehne zu 300 km Länge gemessen. Keine einzige seiner einzelnen Falten oder Ketten ist auch nur halb so lang. Die Falten lösen sich ab, ersetzen sich. Im allgemeinen sind die kräftigeren Falten auch die längeren, die kürzeren die schwächeren; aber es gibt auch Falten, die dieser Regel nicht entsprechen.

Wiederum kommen wir aus den gleichen Gründen wie beim Zählen der Falten in Verlegenheit beim Abmessen ihrer Längen. Einzelne beginnen klar und isoliert und endigen ebenso deutlich. Andere gehen so in Fortsetzung über, daß jeder Endpunkt der Messung, ebenso wie ihre Fortsetzung, willkürlich bleibt. Es ist also auf die Einzelzahlen kein zu großes Gewicht zu legen.

Brandungskette. Als solche bezeichnen wir den Nordrand des Kettenjura am Tafeljura. Es ist die längste Kette des Jura und die Kette der größten Überschiebungen. Wir können den Gewölbekern zusammenhängend auf 160—162 km verfolgen von der Lägern mit E—W-Streichen bis über Baulmes-les-Dames. Diese Lägern—Wiesenberg—Vorburg—Rangiers—Lomont-Kette ist mit verschiedenen Namen wie „Mont Terrible-“, „Mont Terri-“, Vorburg-, Rangierskette benannt worden.

Nördlich außerhalb der Brandungskette liegen die nördlichen Vorketten oder Außenketten. Sie sind alle nicht lang. Längen in Kilometern:

Voregg-Störung 21, Hombergkette 15(?), Blauen 22, Montvelier 15, Bueberg 22, Blochmont 15, Burgerwald 15, Banné 10, N Pruntrut 12, übrige Elsgaugewölbe 7 und 8, bei Besançon 9,15. Blauen und Bueberg mit 22 km sind die längsten Falten außerhalb der Brandungskette.

Innenrand. Beim ersten Blick auf ein Relief oder eine Karte wird man versucht, den Innenrand als eine einheitliche große Kette von über 300 km Länge anzunehmen, die fast unvermittelt unter dem Molasseland aufsteigt. Allein die Kette ist nicht nur an zwei Stellen durchrissen, sie ist auch aus verschiedenen Gliedern zusammengesetzt, die sich ablösen. Im allgemeinen sind ihre innersten (SE) Gewölbe kürzer und erlöschen gegen SW und NE mit etwas eingebogenem Ende, während die NW, also nach außen anliegenden Gewölbe beiderseits darüber hinausreichen und dann damit die Rolle der innersten Hauptkette übernehmen.

Gehen wir von der Dôle aus gegen NE und E, so sehen wir, daß die einander folgenden Ketten gegen SE abkrümmend endigen, wodurch jeweilen das nächstinnere Gewölbe zur innersten Randkette wird: Das Nebengewölbe Longirod (Kreide) endigt gegen Bière; Gewölbe Mont-Tendre—La Sarraz endigt östlich Entreroches; Gewölbe Dent de Vaulion—Romainmotier endet am Chamblon bei Yverdon; die Chaîne de Baulmes endet im Mont Aubert am Neuenburgersee, die Twannbergkette bei Lengnau, die Chasseronkette bei Grenchen. Dann wird die Weißensteinkette zum Innenrand des Jurabogens. Endlich läuft diese, sich sanft ausflachend, in den Südschenkel des nächst nördlichen Gewölbes zwischen Egerkingen und Hägendorf aus. Damit wird die Farisbergkette S-Rand des Kettenjura. Ihr Gewölbekern macht gleich vor dem S-Portal des Hauensteintunnels noch eine sonderbare Umkrümmung gegen N und hört auf. Als letzter Ausläufer wächst aus der Umkrümmung ein flacher Rücken heraus, der bei Schönenwerd die Aare kreuzt und bei Eppenberg endigt. Jetzt greift die Auflösung in die Brandungszone hinein. Antiklinale um Antiklinale, eine Aufschiebungsplatte nach der andern, splittert aus dem verworrenen Schuppenwerk der Überschiebungszone östlich und südöstlich zur Endigung ab, nachdem sie jeweilen vorher auf eine Strecke den S-Rand des Kettenjura gebildet hat (Amsler und Taf. XX): An der Anschweißstelle der Farisbergkette an die Brandungszone zweigt die Antiklinale ab, deren S-Schenkel die Kette Dottenberg—Rebfluh—Gugen bildet. Im Gugen krümmt sie scharf gegen SE ab, geht als sanftes Argoviangewölbe durch Aarau und erlischt. Ganz aus der Überschiebungszone trennt sich wenig weiter östlich die Trias-Antiklinale ab, deren Dogger-Südschenkel die Gräte Brunnenberg—Homberg—Gislifluh bildet und bei Wildegg von der Aare durchkreuzt wird. Eine weitere Absplitterung aus den Überschiebungsschuppen liefert östlich der Aare der Kestenberg, in welchen hinein das vorangenannte Kettenende bei Wildegg verschmilzt. Dieses Gewölbe endigt bei Brunegg. Es bleibt sodann weiter östlich nur noch die Lägern bis Regensburg-Dielsdorf, die nun geradlinig gegen E auslaufend untertaucht. Das ist die Erscheinung der Virgation (Sueß). Symmetrisch mehr oder weniger im Streich- . nach Innen abbiegende Endigungen der innersten Ketten gegen SW zeigen: die Twannbergkette bei St. Blaise, die Reculetkette und der Grand Colombier an der Rhone; die Vuachekette irrt sogar in SE-Richtung ab.

Auch hier wieder sind die großen Gewölbe von kleineren Nebengewölben begleitet. Wir notieren folgende Längen in Kilometern für die großen Kettenglieder von W nach E vorschreitend: Grand Colombier 75, Vuache 10, Reculet 38, Mont Risoux—Aiguilles de Baulmes 85, Dôle 7, Mont Tendre 20, Mont Suchet 9, Nordkette Val de Travers—Mont d'Amin 62, Nebenkette S Val de Travers 21, Chasseron—Chaumont 52, Chasseral 30, Twannberg 25, Weißenstein 40, Born 11, Graitery—Farisberg—Hauenstein 55, Leutschenberg—Gislifluh 21, Kalmeggkette 15. Dann wird die Brandungskette zur einzigen und damit zugleich zur Südrandkette. Sucht man dagegen den großen Zusammenhang etwas kühn zu fassen, so erhält man für den Innenrand des Jura folgende große Kettenzüge:

Innerster kürzerer Bogen: Vuache—Reculet—Dôle—Mont Tendre—Dt. de Vaulion—Chasseron—Chaumont, Gesamtlänge 155 km.

Äußerer längerer Parallelbogen: Grand Colombier—Mont Risoux—Mont d'Amin—Chasseral—Weißenstein, Gesamtlänge 245 km.

Den Jura-Innenrand begleitende kleine Nebengewölbe oder Ausläufergewölbe ergeben folgende Längenmaße: Gewölbe bei Gex 5 km, bei St. Georges 11, das die Wasserscheide

zwischen Aare und Rhone bildende abgekrümmte Gewölbe von La Sarraz 15, Orbe ca. 2, das domförmige Kreidegewölbe Mont Chamblon E Yverdon ist 3 km lang und 2 km breit, Châtilions bei Baulmes 2,5, Solothurn 5, Born im Jura auf 11 entblößt, in der Molasse fühlbar auf 25 km.

Gewölbe im Winkel zwischen der Brandungskette und den Innenrandketten. In dieser Region kommen zwischen den längeren auch viele kürzere Gewölbe vor. Manche haben keinen Kettennamen. Längen in Kilometer (vergl. Taf. XX):

Hauenstein—Farisberg—Graitery 55, Montoz 17, eine andere 9, Moron 11, Val St. Imier südliches Nebengewölbe 22, andere ohne Namen 5, 9, 15, Sonnenberg N St. Imier 75, 21, 15, N von Hauenstein 15, Paßwang 37, 11, Coulon 23, Franches Montagnes 25, Pouillerel 30, 15 und 60, 15, Trogberg 12, Vellerat 35, 30, St. Brais 26, Clos du Doubs nördliches Gewölbe 45, südliches 25, Gewölbe von 10, 11, 6, Mont Repentir 25, Mont Chaumont 30, 40, 10, S-Randkette des Plateau d'Ornans 70 und 5, nahe Salins 10 km. Den N-Rand des ledonischen Bogens, d. h. den Außenbogen des Westjura, bilden die Ketten: Vignoble—Revermont—Joux blanche—St. Benoit mit etwa 180 km in zahlreichen kleinen Parallelfalten mit vielen, nach außen (W) gehenden Überschiebungen.

Zusammenfassung über die Gewölbelängen. Aus dieser Übersicht geht hervor, daß das im W und E dichter zusammengebundene, gescharte, in der Mitte lockere, breitere Faltenbündel des Jura so ziemlich von seinen längsten Falten eingefaßt wird und in seinem Innern weniger lange Falten enthält. Die beiden längsten Einzelfalten, die zwei nördlichen Brandungswellen, sind aber nur ungefähr halb so lang wie das ganze Bündel.

Denkt man sich alle Falten des Kettenjura der Länge nach aneinandergelegt, so bekäme man eine Antiklinale von ca. 3950 km, das ist etwa 11 mal die Länge des Juragebirges. Wir müssen also in einem Querschnitt des Jura durchschnittlich 11 Falten haben, und die mittlere Länge der Falten beträgt etwa 24,5 km. Die kürzesten Falten messen nur wenige Kilometer, die längsten gegen 100, die Brandungsfalte erreicht 160 km.

d) Ablösung der Falten. Während manche Falte sich abschwächt, taucht sehr häufig unmittelbar daneben eine neue auf. Die letztere löst im Betrage des Zusammenschubes die erstere ab. Wir nennen diese Erscheinung eine Ablösung (auch „Faltenwechsel"). Sie kann sich auf kurzer Strecke vollziehen, oder es laufen abnehmende und zunehmende Falte länger nebeneinander. Fig. 106 stellt in einer aus der Höhe perspektivisch gesehenen Profilreihe eine Gewölbeablösung dar.

Beispiele: Die Antiklinale von Les Breuleux endigt bei Monible. Dicht südlich daneben bei Bellelay taucht die Moronkette auf. Das sinkende und das auftauchende Gewölbe laufen kaum 3 km nebeneinander. Die Straße Bellelay—Chatelat verläuft über den Wechsel. Nach nur 14 km Länge ist das Morongewölbe in die Mulde von Moutier versunken. 5,5 km vor diesem Ende aber ist südlich dicht sich anschmiegend die Graiterykette aufgestiegen. Sie hat eben ihre volle Stärke erlangt im gleichen Querprofil, in welchem die Moronkette verschwindet. Letztere beginnt also im W als Ablösung aus der nördlichen Kette von Les Breuleux und endigt im E unter Ablösung durch die südliche Graiterykette. Die Kette an der N-Seite von Val St. Imier sinkt fast plötzlich nach Pierre Pertuis östlich ab, während bei Sonceboz ebenso rasch die ablösende Montozkette aufsteigt. Der Paß der Pierre Pertuis zieht sich durch die Ablösungsfurche. Die Raimeuxkette taucht westlich mit ihrem schönen Doggergewölbe am Wolfberg unter den Malm, nördlich neben ihr ist

an einem Querbruch die Paßwangkette als Ablösung aufgestiegen. Auf 5 km Länge vollzieht sich in innigem Kontakt der Faltenwechsel.

Eine Ablösung kann sich in noch innigerem Anschmiegen vollziehen, wenn die Kette mit den Widerlagern des Gewölbes fast unverändert weiterzieht, während die Antiklinallinien nur auf dem Scheitel des Gewölbes oder etwas seitlich an einem Schenkel, durch eine mehr oder weniger tiefe Doppelung des Gewölbes vermittelt, sich ablösen, wie Fig. 107 u. 108 darstellen.

Beispiel: Übergang der Kette des Mont d'Amin in den Chasseral. Auch hier quert eine Paßstraße die Ablösungsstelle.

Die Ablösungen können sich dadurch komplizieren, daß nur ein Teil eines Gewölbes abgelöst wird, der andere weiterzieht. Die Formen führen zu Gabelung von Gewölben.

Fig. 106.
Profilreihe durch eine Kettenablösung (Faltenwechsel).

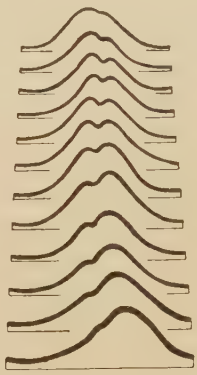


Fig. 107.
Profilreihe durch eine Scheitelablösung.

Fig. 108.
Profilreihe durch eine Ablösung aus dem Schenkel.

e) Gabelung (Teilung) von Falten; Arten der Teilung. Diese Erscheinungen sind im Kettenjura mannigfaltig, und fast jeder Fall hat wieder seine Besonderheit. Das Gewölbe teilt sich, indem sich in seinem Rücken, zunächst als eine Faltung zweiter Ordnung, eine Mulde einstülpt. Dies kann symmetrisch gestellt oben auf der Scheitellinie geschehen (Fig. 109) oder in unsymmetrischer Lage mehr oder weniger tief an einem der Schenkel. Die Teilung kann eine solche in zwei annähernd gleiche Teile sein, oder die Teile sind ungleich. Sie kann ferner eine abbauende sein, indem die beiden Zweige zusammen nicht mehr die Stärke des Stammgewölbes haben, sie kann ohne eine Veränderung im Betrage des Zusammenschubes eintreten, oder mit einer Steigerung zusammenfallen. Es gibt nicht nur Zwei-, sondern auch Dreiteilungen (Fig. 110). Hie und da sehen wir, daß der Gewölbescheitel sich fast plötzlich in eine Mulde wendet und dadurch die Kette sich spaltet. Das symmetrische Bild nach unten zeigt sich nicht selten darin, daß mitten aus dem tiefsten Teil einer Mulde fast plötzlich ein Gewölbe auftaucht, also die Mulde sich spaltet. Was wir an einem zusammengeschobenen

Tuch beobachten können, finden wir auch wieder im Juragebirge und noch viel mehr dazu. Wenn der eine Teil eines gespaltenen Gewölbes rasch abnimmt, ohne durch ein anderes Gewölbe daneben ersetzt zu werden, so bedingt dies in etwas freierem Terrain fast immer eine Umbiegung der erlöschenden Kette nach der Innenseite des Faltenbogens (Fig. 111).

Beispiele von Gewölbeteilungen. Mehrere sehr ausgesprochene Gewölbeteilungen, in Form von Faltung zweiter Ordnung beginnend, beobachtet man vom Mont Tendre gegen SW, der sich bis zum Profil Lac des Rousses-Arzier in sechs Antiklinalen gespalten hat. Das Gewölbe

Fig. 109.
Schematische Querprofile durch eine symmetrische Zweiteilung einer Gewölbekette.

Fig. 110.
Schematische Querschnitte durch eine sich dreiteilende Gewölbekette.

Fig. 111.
Ein Teil eines Gewölbes trennt sich ab und erlöscht, im Streichen abbiegend (Virgation).

zwischen der Synklinale von La Brévine und Les Ponts wird gegen SW breit und gabelt sich. Zwischen beiden Zweigen liegt die Kreidesynklinale von Les Verrières. Umgekehrt streicht gegen SW die Mulde von La Brévine nach oben aus, indem die beidseitigen Gewölbe im Larmont verschmelzen. Das Gewölbe des Raimeux teilt sich nahe östlich der Kluse von Moutier durch eine prachtvolle, rasch gegen W sich eingrabende tiefe Mulde (Taf. XXIII Prof. 7). Der südliche Zweig ist schon 2 km westlich der schönen Klus ausgelöscht. Der nördliche Gewölbeteil wird gegen W um so mächtiger und biegt in das Streichen des Erloschenen. Der gebliebene Teil des Gewölbes ersetzt wieder durch Steigerung das vorher von ihm selbst erlöschend abgetrennte Glied.

Ein besonderer Fall ist die Teilung der Weißensteinkette am Grenchenberg gegen W in zwei bis drei Gewölbe. Der Scheitel der Antiklinale taucht rasch unter, und in seiner Verlängerung sinkt schnell gegen W die Mulde des Tales von St. Imier ein. Nur wenige hundert Meter N der Weißensteinantiklinale in gegen 200 m tieferem Niveau sticht aus dem N-Schenkel der Montoz heraus, und ganz symmetrisch dazu, südlich verschoben und ebenso ca. 300 m tiefer, die Chasseralkette. Man fragt sich angesichts des gefalteten Scheitelbruches, der gerade hier im Tunnel zum Vorschein gekommen ist, ob vielleicht hier die übereinander reitenden Gewölbe westlich voneinander absteigen und auseinandertreten und auch dadurch die Zweigketten niedriger werden. Die neueste Arbeit von Buxtorf über den Hauenstein- und Grenchenbergtunnel bespricht den Fall eingehend. Die Montozkette taucht gegen E unter die Stalbergkette und bildet im Grenchenbergtunnel das untere Gewölbe. Der Chasseral verschmilzt zunächst in den S-Schenkel der Weißensteinkette, wird dann aber mit dem Erlöschen des Stalberggewölbes in der Röthifluh die herrschende Gestalt. Gegen E wiederholt sich eine entsprechende Erscheinung, indem das Röthifluhgewölbe in das untere Gewölbe des Scheitelbruches der Oensingerklus absinkt und aus seinem S-Flügel

sich die Roggenfluh entwickelt. Nebenstehendes Schema mag das Verständnis erleichtern (Fig. 112). Im gleichen Querprofil, in welchem die Weißensteinantiklinale so plötzlich auf kaum 200 m Länge in die Pery-Synklinale eingedrückt ist, gliedert sich südlich noch eine dritte Kette an, die Twannbergkette. Diese ist nach der Art ihres Beginnes wie nach ihrer abermals gegen 200 m geringeren Scheitelhöhe dem Montoz und Chasseral nicht gleichwertig. Sie scheint als eine kleine Flankenausbildung tief unten im S-Schenkel der Weißensteinkette ihren Anfang zu nehmen. Die Weißensteinkette trennt sich also fast plötzlich in dem Querprofil Court—Grenchen, das auf $^1/_2$ km genau am Stierenberg bezeichnet werden kann, in 3 Ketten. An der Teilungsstelle sind ihre Scheitellinien nur 1,5 km voneinander entfernt. Nach W strahlen sie auseinander, so daß der Chasseralgipfel jederseits 6,5 km von seinen Brüdergewölben absteht und Nebenfalten sich dazwischen eingestellt haben.

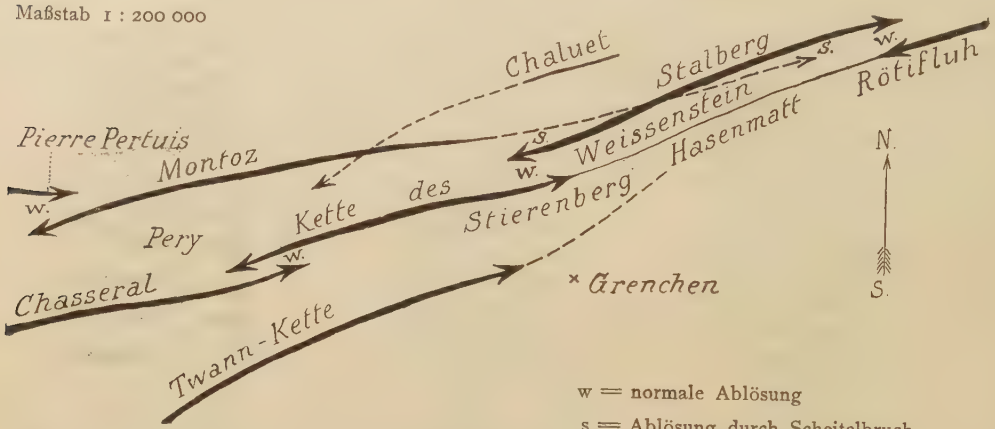


Fig. 112.
Die Verzweigung der Weißensteinkette.

Daß nun westlich am Chasseral eine ähnliche Dreiteilung sich wiederhole, ist nur scheinbar. Der Übergang des Chasseral in den Mont d'Amin und ebenso gegen S in den Chaumont vollzieht sich in Form einer gewöhnlichen Gabelung der Scheitelregion.

Auch im Ostjura gibt es schöne Fälle von Gabelung von Gewölben. Von E nach W gabelt sich die Farisbergkette bei Hägendorf. Die aus ihr sich entwickelnde Weißensteinkette entsproßt einer leichten Auskrümmung im unteren Teile des N-Schenkels. Die Verhältnisse sind freilich im östlichen Jura verwickelter und nicht so leicht zu übersehen. Dicht östlich der Hauensteinstraße, südlich Wisen, teilt sich die Triasantiklinale durch eine in ihrem Gewölbescheitel tief einsinkende Doggermulde mit Synklinalgipfeln (Fluhberg). Weiter östlich zwischen Oltingen und Rohr wiederholt sich die gleiche Erscheinung. Die Geißfluh und Wasserfluh bilden eine 7,5 km lange Synklinale aus Dogger-Rogenstein zwischen antiklinalen Triaszonen, welche sowohl gegen W an der Schafmatt, als gegen E an der Staffelegg wieder verschmelzen. Die ganze Schuppenregion der Brandungskette zersplittert sich gegen E in 3—5 auslaufende Einzelantiklinalen. Die Teilung geschieht hier anscheinend durch Auseinandertreten der Schuppen des Gewölbeschenkels.

Wie unsere Beispiele zeigen, bestehen im Jura Gabelungen gegen W und gegen E. Das selbständige Untertauchen eines Gewölbes ist gleichbedeutend mit der entgegengerichteten Gabelung einer Mulde, ganz so wie das Ende einer Mulde eine Gabelungsstelle von Gewölben ist.

f) Der Verlauf der Falten (stets zu vergleichen Taf. XX) ist in seinen großen Zügen schon besprochen worden. Wir haben nur auf einzelne Erscheinungen des Kettenverlaufes im Juragebirge noch einzutreten.

Bogenförmige Änderungen in der Streichrichtung der Gewölbe sind häufig. Innerhalb des an beiden Enden eng zusammengedrängten, in der Mitte weiten, nach NW ausgebogenen Faltenbüschels des ganzen Juragebirges treffen wir nicht selten auch die einzelnen Falten in ihrem Verlauf vielfach gewellt. In der Regel ist ein solcher geschlängelter Faltenzug recht deutlich aus einzelnen, stets nur nach N und NW ausgebogenen, kleineren Gliedern aneinandergereiht. Es zeigt sich dies darin, daß fast immer der gegen N oder NW und W ausgebogene Teil einer gewelltstreichenden Falte der kräftigere, dagegen die scheinbar nach S und SE ausgebogenen, in Wirklichkeit nur zurückgebliebenen Teile, schwächer sind. Kürzere einzelne Falten sind fast immer nordwestlich ausgebogen, sehr selten umgekehrt. Auch die Falten und Schuppen zweiter Ordnung in der Überschiebungszone wälzen sich anscheinend von W nach E vorschreitend in Bogenform eine über die vorangegangene hinaus, erinnernd an den Alpen-N-Rand. Die Bogenform des Jura wiederholt sich harmonisch in der Mehrzahl seiner Glieder.

Innerhalb der Faltenschar kommen durch welligen Verlauf der Ketten Ausweitungen und Scharungen zustande. Die auffallendsten Ausweitungen dieser Art sind das Becken von Delsberg und das Val de Ruz. In diesen beiden Fällen grenzt das Becken gegen W an eine abnorm stark nach N abgelenkte Kette, die sich in der NW-Ecke mit Querbrüchen kompliziert. Die Falten innerhalb des Faltenbüschels können ihre Richtung fast plötzlich um 20, 30, 40° ändern, oder unter solchen Winkeln gegeneinander laufen. Eine solche rasche Richtungsänderung findet in der NW-Ecke des Val de Ruz im Mont d'Amin statt. In der NW-Ecke des Beckens von Delsberg stößt die St. Brais- (oder Caquerelle-) Kette unter 50° auf die Rangierskette. Die letztere biegt aus und wird etwas gebrochen, die erstere hört mit noch ungenügend untersuchten Komplikationen in der letzteren auf. Schon an der N-Seite der Rangierskette ist kein Einfluß des St. Brais-Gewölbes mehr zu erkennen.

Der Faltenknäuel der Hohe Winde. Abgesehen von der Brandungszone, wo sich alle Bewegung in Überschiebungen häuft, ergibt sich wohl die verworrenste Scharung der Juraketten dort, wo die äußere Zone des Faltenbündels mit dem Delsbergerbecken endigt und nun gegen E die innere Faltenzone zuerst gegen die Brandungszone anstößt. Es führt dies zu einer Art Interferenz von Faltenbau und Schuppenbau, einer Zerknitterung, bei der außerdem noch der Rheintalgraben fühlbar wird. Schon beim Delsbergerbecken machen sich bei der Annäherung an diesen Knäuel einige sonderbare südliche Querfaltenzweige der nördlichen Hauptkette geltend. Derjenige bei Develier knüpft sich an eine sanfte Ausbiegung der Kette gegen S, derjenige bei Vicques an eine ganz scharfe Ausknickung der Kette gegen N. Dann folgt im S-Schenkel eine Umkrümmung im Streichen S um Erschwil herum; direkt südlich davon biegt das scharf untertauchende W-Ende der Trogbergkette in S-Streichen um, und die Paßwangkette ist durch einen schiefen Querbruch abgeschnitten. Ein wahres Faltengedränge, ein völliger Knoten des Kettenjura liegt in der Gruppe der Hohe Winde. Eocän und Molassenmuldenreste liegen hoch oben dazwischen eingeklemmt. Dazu kommt der verworrene Verlauf der Talwege. Wir besitzen von dieser Region eine geologische Karte 1 : 25000 von Rollier („Beiträge" n. F. Lfg. 8 1898). Allein erst in einem guten geologischen Relief würde

dieser Faltenknäuel durchsichtig werden. Aus Gedränge heraus entwickelt sich zwischen der Paßwangkette im Güpfi-Gaitenberg ein mit Tertiär gekrönter Synklinalkamm. Der oberste Malm fehlt vielfach; das Bohnerz liegt auf Sequan.

Buxtorf bezieht auch die Scheitelbrüche in der Oensinger- und Mümliswilerklus noch auf diese Interferenz der Überschiebungen mit den Falten.

Im ganzen Juragebirge findet man selbst in diesen verworrensten Regionen keinen Fall, wo Ketten sich wirklich kreuzen. Eine von der Dislokationsbewegung durch lokale Interferenz gewünschte Kreuzung muß in Krümmung, Anschmiegen, Ablösung oder Bruchverschiebung sich abfinden.

g) Wechsel des Gewölbeprofiles im Längsverlauf. Wir beobachten, daß die einzelne Falte des Jura in ihrem Längsverlauf alle möglichen verschiedenen Faltenformen annehmen kann. Sie kann auch die Formen nicht nur graduell steigern, sondern von einem Formentypus in den andern übergehen. Wir wollen für diese Erscheinungen zwei Beispiele herausgreifen:

Die Brandungskette ist im W (Lomontkette) strichweise ein gerades, einfaches Gewölbe, dann wird sie nördlich überliegend; am S-Rande des Elsgau wechselt ihre Gestalt wiederholt. Bei Cornol ist sie stark nördlich überliegend; am Rande des Delsbergerbeckens kippt sie nach S zurück. Ihre Axialebene ist also windschief verdreht. Am Birsdurchschnitt steht sie gerade auf. Ihre Flanken ragen dort wie vertikale Mauern aus dem Boden. Wenige Kilometer weiter östlich entwickelt sie sich zur nördlich überliegenden Überschiebungsfalte, die sich gegen E immer auffallender ausprägt. Wir stehen hier vor der SW-Ecke des Schwarzwaldes, wo das durch das ältere Verwerfungsbüschel mit der kristallinen Unterlage verzahnte und dadurch versteifte Stück Tafeljura eine südliche Ausbiegung der sonst so geradlinigen Brandungskette erzwingt. Von Reigoldswil bis Staffelegg werden die Brandungserscheinungen am auffälligsten. Die N-Randkette bildet hier Überschiebungsplatten, Überschiebungsklippen; in ihrem Gewölbeschenkel häufen sich die Schuppen. Die Überschiebung wird 2, 3 km, endlich sicher über 4 km breit. Wie tief südlich der miocäne Muldenkern, d. i. die Platte des Tafeljura, darunter hineinreicht, wie weit südlich vom stark erodierten Stirnrande weg die Überschiebungsfläche ansetzt, kann man nicht genau sagen; es mögen 5 oder 6 km sein. Rückliegende Falten sind bis weit auf die Überschiebungsfläche hinaufgerückt; eine Falte ist in und über die andere geschoben. Alles ist zusammengedrängt und hoch gestaut. Die Erosion hat tief eingegriffen und diesen Bau entblößt bis in die geschuppten Muschelkalkkerne hinein, die sie als Kämme auf ca. 30 km Länge herausgeschält hat. Erosion und Verwitterung haben aber auch manches zur Erschwerung unserer Erkenntnis weggenommen, und leider hat die Aare ihren tiefen Durchschnitt nicht dort erzeugt wo die Erscheinungen am großartigsten entwickelt sind, sondern weiter östlich, wo sie schon in Auflösung und Zerteilung liegen.

Es ist hier nicht möglich, eingehend auf diese Tektonik der Brandungskette einzutreten. Dies könnte nur an Hand von Karten in großem Maßstab und vielen Profilen geschehen. Unsere wenigen Profile (Taf. XXII Prof. 2—5 und XXIII Prof. 6) geben einen allgemeinen Begriff. Im übrigen sei stets auf die Karten und Profile des Entdeckers und des gründlichen, ausdauernden Erforschers dieser „Grenzzone von Ketten- und Plateaujura", Fr. Mühlberg, verwiesen.

Die Brandungskette zerteilt sich dann gegen E; ihre Teile streichen durch die Aare, und der nördlichste Stamm setzt in die Lägern fort. Ihren Charakter behält sie auch dort noch bei: Der Nordschenkel — verkehrte Mittelschenkel ist durchgeschert, das Gewölbe mit seinen innern Falten zweiter Ordnung ist überschoben. Erst wenige Kilometer vor ihrem Ostende beruhigt sich das Lägerngewölbe, bleibt ungebrochen, einfach, aber schief gestellt und sinkt unter die Molasse (Taf. XXV). Noch 3,5 km östlich des Lägerngewölbes ist am Eschenberg das schiefe Gewölbe der untergetauchten Lägernfalte deutlich in einem ca. 25° fallenden N-Schenkel und einem 8° geneigten S-Schenkel aus aquitanischer Molasse zu erkennen. Erst 8 km östlich des Jurakalkendes ist die Falte auch in der Molasse nicht mehr erkennbar.

Die Weißensteinkette. Um noch an einem andern Gewölbe den Wechsel der Formen während des Längsverlaufes zu zeigen, wählen wir die Weißensteinkette und gehen dabei diesmal von E nach W. Der Born kann als Vorläufer der Weißensteinkette gelten. Er ist ein typisch schiefes Gewölbe, der Regel entgegengesetzt rückgefaltet (Taf. XXII Prof. 4). Sein S-Schenkel ist vertikal, stellenweise sogar etwas überliegend; der N-Schenkel fällt mit 20—30° N. In demjenigen Querprofil, wo der Born nach W endigt, entwickelt sich im S-Schenkel des Farisberg-Gewölbes eine sanfte Aufkrümmung zwischen Hägendorf und Egerkingen. Das ist das beginnende Weißensteingewölbe. Bald stellt es sich kräftig auf, die Steilseite gegen das Muttergewölbe gewendet, zur selbständigen, durch eine Molassemulde von der Farisbergkette getrennten Kette. Im Roggenberg stellen sich auf der N-Seite des Scheitels schiefe Längsbrüche ein, wo Hauptrogenstein des Dogger an Kimmeridge anstößt. Das Gewölbe ist mit Scheitelbruch behaftet: S-Schenkel und südliche Hälfte des Gewölberückens sind über N-Schenkel und nördliche Hälfte des Gewölberückens geschoben. Der Scheitelbruch ist am genauesten in dem schönen natürlichen Querschnitt zu beobachten, den hier der Dünnernfluß in der Oensingerkluse geschaffen hat (Taf. XXII Prof. 5). Seine Spuren verfolgt man noch 2—3 km von der Klus nach W. Das untere nördliche Gewölbe steigt gegen E höher und wird das Maßgebende der Kette, während die südliche überschobene Schuppe bald den Scheitel nicht mehr erreicht und im südlichen Schenkel sich auflöst. Von Wolfisberg-Niederbipp über Günsberg bis gegen die Röthifluh ist die N-Seite bis auf den Triaskern entblößt. Dies hat zum Teil seinen Grund in großen Bergstürzen, deren abgerutschte Massen auf 7 km Länge den südlichen Gehängefuß bilden; diese freilich waren durch die Gesteinslagerung begünstigt. Buxtorf („Beiträge" n. F. Lfg. XXI 1908) hat zuerst gezeigt, daß in der Region von Günsberg die Weißensteinkette zum südlich überliegenden Gewölbe mit durchgeschertem, südlichem Mittelschenkel geworden ist (Fig. 113). An der Balmfluh verschwindet der Bruch wieder, aber etwas Rückfaltung bleibt noch bestehen. Die ausgezeichnete Fächergestalt des Gewölbes ist hier deutlich. Die Kette liegt nach beiden Seiten über. Von der Röthifluh oder dem Kurhaus Weißenstein bis zur Hasenmatte vollzieht sich eine prachtvolle Ablösung im Gewölbescheitel, ganz nach dem Schema von Fig. 107. Zuerst bildet sich im N-Schenkel eine kleine Falte zweiter Ordnung, die Stahlfluhfalte, wie Buxtorf sie nennt. Sie läuft dem höheren Hauptscheitel, dem Scheitel des Röthifluhgewölbes parallel. Etwa im Profil der Geißfluh ist das Stahlfluhgewölbe

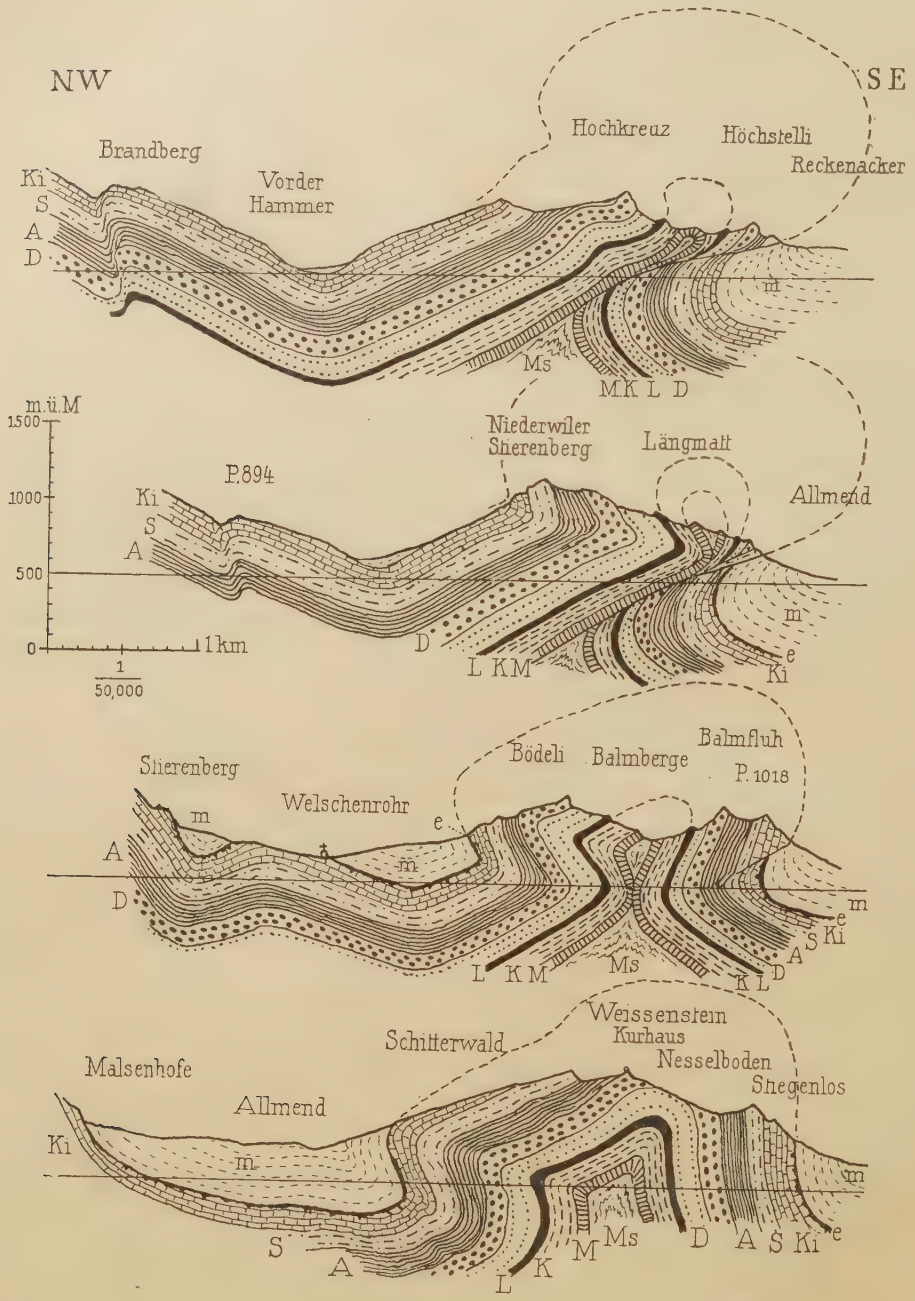


Fig. 113.

Vier Querprofile durch die Weißensteinkette zwischen Gänsbrunnen und Günsberg, nach A. Buxtorf. Fächergewölbe mit abgequetschtem Gewölbekern und Zerreißen des rückgefalteten S-Schenkels. m = Molasse, e (schwarz) = Bohnerz, Ki = Kimmeridgien, S = Sequanien, A = Argovien, D = Dogger, L = Lias, K = Keuper, M = Muschelkalk, Ms = Salzton.

so angewachsen, das Röthifluhgewölbe so gesunken, daß beide als eine gleichwertige Doppelung im Doggerscheitel der Kette erscheinen. Dann aber steigt das Stalberggewölbe im Stalberg hoch auf, während das Röthifluhgewölbe zu einer leichten Ausbiegung im S-Schenkel der andern herabsinkt. Das Röthifluhgewölbe war schief nach S überstellt; der Steilschenkel der Stalbergfalte befindet sich auf der N-Seite. Durch diese Ablösung hat sich die Axialebene der Weißensteinkette von N-Fallen in S-Fallen gedreht.

Unterdessen müssen sich in der Tiefe der Ketten auch noch andere Umgestaltungen vorbereitet haben. Der Grenchenbergtunnel traf etwa 4 km westlich des Stalberges ein doppeltes Gewölbe, das eine über das andere geschoben (Fig. 96), und wenig weiter westlich gabelt sich die Weißensteinkette in zwei Haupt- und eine Nebenkette; die beiden Kerngewölbe treten auseinander. Von dieser Teilung und von der Ablösung des nördlichen Zweiges bei Pierre Pertuis haben wir S. 632 gesprochen. Der südliche Zweig bildet zunächst ein aufrechtes Gewölbe, im Chasseral wird er zum nördlich überliegenden Gewölbe mit Faltungen zweiter Ordnung im steileren Nordschenkel. Dann folgt abermals eine sonderbare Erscheinung: halb Ablösung, halb Spaltung. Eine volle Ablösung, hinabgreifend bis auf das Niveau auch nur der orographischen Basis der Kette (geschweige der geologischen), treffen wir in der Weißensteinkette von ihrem E-Ende bis ins Traverstal nirgends. Die Ablösungen vollziehen sich nur in den höheren Teilen der Kette; der Hauptkörper, die Hauptflanken der Kette, bleiben in einheitlichem Zusammenhang. So dürfen wir denn als Weißensteinkette bezeichnen: Roggen, Weißenstein, Teilung Nordzweig: Montoz, Montagne du Droit, jenseits des Querbruches von W Freibergen Nordrücken von Vallée des Ponts, Monlesi, Cirque de St. Sulpice, Côte aux Fées bis Querbruch von Pontarlier; Südzweig: Chasseral, Mont d'Amin, Cugnets, Solmont. Dann erlebt die aufrechtstehende Kette des Südzweiges große Schicksale. Ihr S-Flügel wird abgetragen; sonderbare longitudinale Brüche durchsetzen den Scheitel. Der S-Flügel der Mulde des Traverstales wird dem halbierten Gewölbe angepreßt (Schardt et Dubois, Eclogae 1903). Das Gewölbe versinkt beinahe, aber es hält doch aus. Bei Fleurier taucht es wieder aus dem Talboden; bei Buttes streicht es weiter; in La Vraconne, N Ste. Croix, erhebt es sein Haupt nochmals, wird aber von einem Transversalbruch abgeschnitten und tiefer gelegt und tritt als Crêt du Fourbey an den Pontarlierbruch. Mit gutem Willen kann man auch jenseits des Bruches seine Fortsetzung finden.

Die Weißensteinkette mißt in diesem Zusammenhang vom Ostende bis zur Gabelung 35 km und im N-Zweig vom Ostende bis an den Pontarlierbruch 125 km, bis zum Dôle-Bruch 160 km, im S-Zweig vom Ostende bis zum Dôle-Bruch 130 km. Die Zweige setzen noch weiter westlich fort.

Am auffallendsten im Verlauf der Weißensteinkette ist ihr Überschlagen gegen S auf einer Strecke von 10—12 km bei Günsberg. Der Fall scheint dadurch erklärt, daß gegen Ende der Bewegung im N auf dieser Strecke der gedrängte Knäuel der Hohe Winde-Gruppe besonderen Widerstand leistete, während nach S das Land relativ offen und frei lag. Die Rückwärtsüberschiebung bei Günsberg kam wohl erst in letzter Phase der Faltung zustande.

h) Verteilung der Faltentypen (Taf. XX). Das beidendig enge, in der Mitte weite Faltenbüschel des Kettenjura zeigt in seinen breiteren Partien deutlich eine durchgehende Zweiteiligkeit in dem Sinne, daß zu unterscheiden sind:

1. Das innere Faltenbündel oder die innere Jurazone. Diese reicht vom Molasseland bis an die Linie, die ungefähr durch folgende Stellen bezeichnet wird: Delsbergerbecken (Courrendelin—Glovelier)—Morteau—Pontarlier—La Chaux du Dombief—Les Crozets—Oyonnax—Nantua—Tenay—Bellelay. Diese Zone ist fast durchweg 20 km breit (größte Breite bei La Chaux du Dombief ca. 30 km). Sie besteht aus den höchsten und direkt sich aneinander schmiegenden Gewölben und bildet die Hauptentwicklung des Kettenjura.

2. Das äußere Faltenbündel zeichnet sich aus durch weites Auseinandertreten der einzelnen Faltenbogen, ausgedehnte zwischenliegende Becken oder Plateaux mit flachen oder nur sanft gewellten Profilen (Becken von Ornans, Nozeroy, Champagnole usw. 10—15 km breit), und durch viel geringere Höhe, aber oft größere Breite der einzelnen Falten. Diese äußere Zone wird gegen NE schief durch die Nordrandkette, an die sie stößt, abgegrenzt und endigt östlich mit dem Delsbergerbecken. Gegen W scharen sich ihre Falten wieder dichter und endigen im Mont d'Isieu an der Rhone. Dieses äußere Faltenbündel mit seinen Plateaustreifen ist also kürzer vorgelagert; das innere ist länger. Das äußere Bündel ist gewissermaßen nur das gestaute oder ausgewichene Vorland des Hauptjura.

Gegen den Außenrand dieser äußeren Zone des Kettenjura treten die Plateaux wieder zurück und es folgen deutlicher die vielfach nach NW überschobenen Antiklinalketten. Von Besançon über Salins, Lons-le-Saumier, St. Amour und bis gegen die Rhone erstreckt sich die „faille de la lisière du Jura", eine „série de plis imbriqués". Sie bildet in Form von 2 langen Bogen den Außenrand des Jura. „L'arc lédonien chevauche sur l'arc bisontin, l'arc bisontin chevauche sur le plateau NE" (Bertrand, de Margerie).

Plateauförmige Faltenzonen. Der Unterschied zwischen der inneren Kettenzone und der äußeren in Plateaustufen abfallenden Zone ist orographisch und landschaftlich sehr auffallend. Dadurch haben sich Geographen verleiten lassen, diese äußeren Regionen ausdrücklich „Plateaujura" zu nennen. Nach dem inneren Bau sind sie aber doch Faltengebirge, nicht Tafelland. Es sind Platten vom Bau des Wellenbleches, aufgetrieben durch Horizontalschub, nicht aber in sich ebene, relativ gehobene Bruchtafeln. Nach der äußeren, durch Abtrag entstandenen Gestalt kann man sie Plateau nennen, nach dem inneren Bau sind sie es aber nicht; es sind plateauförmige Zonen des Kettenjura.

Solche gewellte Hochflächen, die man als breite Gewölberücken mit schwacher sekundärer Faltung oder als hochgelegene Regionen mit relativ schwacher Faltung bezeichnen kann, finden sich nur in den mittleren Teilen des breit gewordenen äußeren Faltenbündels. Von E kommend treffen wir sie zuerst gerade in der Grenzregion der inneren Zone in den Franches Montagnes. Hier ist die Faltung noch kräftig mit oberer Grenze des Malm bis ca. 1200 m. Dann folgen solche gewellte Hochflächen weiter gegen W im Noirmont, Mont Risoux usw., 1200—1400 m Portlandhöhe. Sie sind weiter gegen SW bis zum Transversalbruch

von St. Claude reichlich und flach entwickelt. Es gehören hierher die Becken und Plateaux von Ornans (Portlandien 500—700 m), Nozeroy (700—900 m), Champagnole (600—800 m), Lons-le-Saumier (900—1000 m), die 10—15 km breit werden können, und von denen das letztgenannte tektonisch eine viel höhere Fläche bedeutet, als sie orographisch noch erhalten ist. Es ist abgetragen bis auf Dogger und Lias hinab! Die plateauartigen Zonen sind von den Ketten flaserig umschlossen. Bei der in Tafel XX gewählten Darstellungsart kommen sie leider nicht recht zum Ausdruck; wir verweisen auf die Profile, die Darstellung von de Margerie und Fig. 86.

Stärke und Höhenlage der Faltung. Im SW sind die Falten und Ketten im allgemeinen größer und gröber in ihren Formen. Gegen NE werden sie kleiner, feiner gegliedert. Die Meerhöhe der Auffaltung, gemessen an der ergänzten oberen Grenze des Portlandien, ist in der innersten Zone des Jurabogens am größten und kann hier von der Reculetkette bis an den Chasseral über 1700 m (Chasseral 1700 m, Mont Tendre 1700 m, Crêt de la neige im Reculet bis 1900 m) steigen, während sie gegen S wie gegen E diese Höhe nicht mehr erreicht. Alle weiter nach der Außenseite des Bogens gelegenen Ketten sind abgestuft, weniger hoch gestaut. Eine Ausnahme macht die Brandungskette, in der sich eben eine Art Konzentration der Ketten und des Schubes vollzieht. Sie hat zwar durch Abtrag bis in die tiefsten Glieder der stratigraphischen Reihe viel mehr gelitten als alle andern, so daß die Schätzung ziemlich unsicher geworden ist. Im Hauensteingebiet aber gelangen wir für die obere Grenze des ergänzten Malm mit Sicherheit auf ursprüngliche Meerhöhen von 1400—1600 m.

Das Niveau des Faltengebirges sinkt im allgemeinen von SW nach NE. Im SW-Teil bleibt im Innern der Faltenzonen selbst in den Mulden die Malmoberfläche meistens höher als 1000 m ü. M.; zwischen den Hauptketten des mittleren und östlichen Jura greift sie meistens unter 500 m, an manchen Stellen sogar auf das Meerniveau hinab. Hier sind die Gewölbe niedriger, aber auch die Mulden tiefer.

Fächerketten. Fächerstruktur, ohne oder mit Schenkelbrüchen, ist im östlichen Jura selten (Weißenstein, Blauen). Sie tritt uns in der Mitte des Jurabogens im Val de Travers entgegen und wird westlich des Pontarlierbruches in allen Abstufungen von schmalen zu breiten Formen, mit einseitig oder beidseitig überschiebendem Schenkelbruch immer häufiger. Breite und schmale Fächermulden und breite und schmale Fächerrücken wechseln miteinander ab. Schardt hebt hervor, daß in diesen Regionen zwischen breiten sanften Gewölben breite Mulden und zwischen steilen gedrängten Gewölben steile schmale Mulden sich hinziehen — damit kennzeichnet sich die Differenz zwischen Innen- und Außenzone im SW-Kettenjura. Die Betrachtung der Profile in diesem Gebiete regt zu folgendem Vergleich an: Wie im E-Jura aus breiten Muldenzonen einzelne Streifen als Gewölbeketten aufgefaltet sind, so sind im SW-Jura aus breiten Gewölbezonen einzelne schmalere Streifen dem Horizontaldruck als Muldenzonen nach unten ausgewichen. Oder noch anders ausgedrückt: Das allgemeine Niveau der Erdrinde liegt im E-Kettenjura tiefer, im SW-Kettenjura viel höher; dort

sind aus demselben die einzelnen Gewölbeketten aufgefaltet, hier die einzelnen Muldenzonen hinabgefaltet. Es gibt Gebiete, wo der SW-Jura einem Negativ-Abguß des E-Jura ähnlich ist.

Überliegende Gewölbe und Überschiebungen. Das schiefe Überliegen der Gewölbe ist durch den ganzen Jura weit verbreitet. Die großen Ketten des Innenrandes liegen mit kurzen Ausnahmsstrecken nach der Außenseite des Bogens (NW) über. Im Innern des Jura ist dies ebenfalls die Regel. Auf etwa 4—5 Fälle nach außen überliegender Gewölbe treffen wir etwa einen umgekehrten Fall (Weißenstein bei Günsberg, Rangierskette E Delsberg, Born usw.).

Aus dem Schiefüberliegen entwickeln sich die Überschiebungen. Sie sind im ganzen Juragebirge vorhanden, aber nur in den äußersten Gewölbebogen werden sie zur Regel und weitausholend. Ihre gewaltigste Entwicklung gewinnen sie in der Brandungskette östlich des Rheintalgrabens bis in die Lägern hinaus. Hier beherrschen sie den ganzen Bau des Gebirges und sind auch ausnahmslos einheitlich gegen N gerichtet. Durch eine Häufung und Entwicklung in sekundären überliegenden Falten besonders der Gewölbeschenkel entsteht, einzig in dieser nordöstlichen Zone des Kettenjura, eine durchgreifende, sehr scharf entwickelte Schuppenstruktur des ganzen Gebirges. Hier können die Überschiebungen mit vollständig durchschertem Mittelschenkel eine Breite von 4—7 km erlangen, und hier hat die Erosion Stücke der überschobenen Platten zu „Überschiebungsklippen" abgetrennt.

Eine ähnliche Brandungszone von Überschiebungsfalten in freilich weniger kräftiger Ausbildung läuft dem NW-Rande des Jura entlang über Besançon, Salins und Lons-le-Saumier.

Für die innere Faltenzone sind folgende Typen charakteristisch:

1. Ostjura (Aargau und Solothurn): isoklinale, nach N überliegende Überschiebungen mit Schuppenbau.

2. Mitteljura (Bern): normale stehende oder nur wenig überliegende Falten.

3. Westjura (Neuenburg, Waadt, Frankreich): Fächerfalten.

Dabei nimmt die Größe der kettenbildenden Falten von NE nach SW zu.

Für die äußere Zone sind bezeichnend: im südlicheren Teil: Breite, gewellte Hochflächen zwischen Ketten oder Mulden, vielfach mit Fächerrändern; im nordwestlicheren Teil: nach NW überliegende Überschiebungsschuppen.

i) Ursachen für die Lage des Juragebirges. Warum hat sich der alpine Faltenschub den Jura nicht dicht angegliedert, warum ist er überhaupt gegen Vogesen und Schwarzwald abgeirrt? Dieser ausklingende Teil des alpinen Schubes hat gewiß da sich in Falten befriedigt, wo der Faltung der geringste Widerstand entgegengesetzt wurde. Und wenn an relativ schwacher Stelle mit der ersten kleinen Falte die Steifheit überwunden war, dann konnten alle folgenden Falten sich leichter an die erste harmonisch angliedern. Bestimmend für die Lage der Brandungskette von Cornol bis Lägern und damit in der Hauptsache des N-Randes des Kettenjura scheinen folgende Momente zu sein:

1. Südrand des Schwarzwaldes, wozu hier auch der Tafeljura gerechnet ist, der durch seine vielen N-S-Grabenbrüche in eine versteifende Verzahnung mit dem kristallinen Grundgebirge schon vor dem faltenden Horizontalschub getreten war und schon vorher von einem steilen S-Rand umsäumt war.

2. Unmittelbar am Rande der schiebenden Alpen war die Mächtigkeit des zu schiebenden Schichtenkomplexes hauptsächlich durch die Molasse zu groß. Sie nahm gegen den Schwarzwald hin von 3000 m auf 500 m ab; dort wurde deshalb die Faltung leichter.

3. Weil ein zu mächtiger Schichtkomplex zu schwer faltet, ein zu dünner aber den Druck nicht mehr leitet, so mußte die Überfaltung dazwischen eintreten; die Überschiebungsfläche mußte 10—15 km weiter südlich ausstreichen als das Ausgehende der Abscherungsschicht.

Die einzige Jurafalte, die isoliert nahe den Alpen entstanden ist, ist der Salève.

k) Zahl der Falten im Querprofil. In einem E—W-Querprofil etwas südlich des Rhonedurchbruches, wo der Jura sich von den Alpen wegbiegt, zählen wir nur drei gut voneinander isolierte einzelne Gewölbe mit weiten zwischenliegenden Mulden. Aber bald stellen sich dazwischen, besonders an der äußeren Seite, neue Falten ein; das Faltenbüschel wird breiter und dichter. In den meisten Querprofilen des mittleren Jura, wo das Faltenbüschel in ungestörtester Entwicklung vorliegt, zählen wir 6—10 starke Gewölbe und mehrere schwächere dazwischen, im ganzen manchmal 14—16 Falten. Weiter gegen E nimmt die Zahl der Gewölbe im Querschnitt ab, aber die einzelnen Falten werden kräftiger individualisiert; die Faltung holt tiefer aus. Im Profil durch Delsberg (Taf. XXI Nr. 7) zählen wir 8—10 Gewölbe, im Schnitt durch die Hohe Winde (Nr. 6) 6—8, Profil Nr. 5 noch 5, Profil Nr. 4 durch den Wisenberg noch 4 Falten, allerdings zum Teil mit zahlreichen Sekundärschuppen. An der Staffelegg (Prof. Nr. 3) stauen sich zu zwei komplizierten Falten des Kettenjura noch zwei solche des Tafelrandes an. Im Profil durch die Lägern ist nur noch ein Gewölbe entwickelt. Im SW hatte der Jura mit 3 Gewölben begonnen, in der Breitregion des Bündels deren 10—16 entwickelt; im E endigt er in einem einzigen Gewölbe (Taf. XXV).

4. Alter des Kettenjura.

Zur Bestimmung des geologischen Alters der Faltung des Juragebirges sind die folgenden Tatsachen, kurz zusammengefaßt, maßgebend:

1. Die faziellen Differenzen oder Erosionsunterbrüche innerhalb der Molasse, von der rheinischen Tiefebene und der schwäbischen Alb bis ins schweizerische Mittelland, sind vom Verlauf der Juraketten unabhängig. Die Molasse bildete über den ganzen Jura hinüber vor dessen Auffaltung einen Mantel. J. B. Greppin hat dies vielleicht 1870 zuerst in voller Klarheit ausgesprochen („Beiträge" Lfg. VIII). Diese Auffassung ist seither von vielen Forschern, besonders von Rollier und Mühlberg, immer wieder bestätigt worden. Bei der Gleichheit der Molassefazies in jetzt getrennten Jurasynklinalen handelt es sich nicht

nur um eine fazielle Ähnlichkeit, wie wir sie z. B. heute bei den Ablagerungen getrennter Seebecken finden, sondern das geschlemmte Verwitterungsmaterial von Vogesen und Schwarzwald einerseits und den Alpen andererseits geht quer durch das ganze Juragebirge hindurch.

Es ist schon versucht worden, die Muschelkalkgerölle in der sarmatischen Nagelfluh im Hauensteingebiet von den nächsten Muschelkalkbergen der Brandungszone abzuleiten und zu sagen, die Aufschiebung uud Entblößung der Muschelkalkzone sei hier ein präsarmatischer Vorgang, dem die übrige Jurafaltung erst postsarmatisch nachgefolgt sei. Allein die Muschelkalkgerölle der sarmatischen Nagelfluh im Hauensteingebiet sind Schwarzwäldler, denn sie sind mit Schwarzwaldgraniten und Porphyren untermengt; sie stimmen in Größe und Rundung mit den andern von N kommenden Geröllen überein, nehmen mit diesen von N nach S an Größe ab und verschwinden gegen den Aargauerjura hin völlig. Der beste Kenner der sarmatischen Juranagelfluh, E. Schaad, bestätigt diese Auffassung und betont dabei noch, daß ja die triasische Brandungszone des Hauensteingebietes weit über die Platte der sarmatischen Nagelfluh überschoben ist, die selbst durch diese gleiche Bewegung in einem langen Streifen aufgewölbt worden — also in ihrer Entstehung älter als die Stauung ist. Eine ältere prämiocäne Erosion betrifft nur die schwarzwäldisch-tafeljurassische Region des Jura bis in tiefere Schichten hinab; in der Zone des Kettenjura hat sie nirgends die Unterfläche des Malm erreicht.

2. Überall, wo man am Rande des Jura oder auch im Innern am Rande einzelner Ketten den Kontakt von Molasse oder Jura- und Kreidegesteinen entblößt findet, sieht man, daß die Molasseschichten nicht am aufgerichteten Jura oder an der Kreide als an einem alten Ufer abstoßen, sondern daß sie annähernd parallel den Juraschichten liegen und wo sie endigen, durch Verwitterung in die Luft hinaus abbrechen. Die Differenz im Fallen der Jura- oder Kreide- und der Molasseschichten an Kontakten beträgt höchstens einige Grade, die der alten Transgression der Molasse über die Abrasionsfläche des Jura entsprechen.

Marine miocäne Muschelkonglomerate und Oehninger-Süßwasserkalke stehen z. B. bei Le Locle dem Jura parallel fast senkrecht. Hoch oben an der Buebergkette N Delsberg steht das vindobonische Muschelkonglomerat dem Malm parallel steil überkippt. Die alpinen miocänen Konglomerate stehen in der Mulde von Court an manchen Stellen senkrecht. Im Aaretal am N-Rand des Kettenjura S Villnachern liegt die bunte Molasse konkordant am senkrecht gestellten Malmkalk usw.

Die beinahe vollkommene Parallelität in der Lagerung von Jura und Kreide mit Molasse ist durch das ganze Juragebirge von der Lägern bis an den Salève vorhanden. Die Dislokation der Molasseschichten ist die gleiche wie diejenige der Juraschichten, so sehr beide Formationen stratigraphisch durch Abrasion, Schichtlücke und Transgression voneinander getrennt sind.

Eine Abweichung vom eben Gesagten treffen wir in den Profilen von Rittener aus der Umgebung von Ste. Croix („Beiträge" n. F. Lfg. XIII 1902) angedeutet. Dort sind aber die Aufschlüsse sehr klein und unvollkommen. Der Verfasser spricht auch nur von Transgression der Molasse auf Kreide oder Jura, nicht von tektonischer deutlicher Diskordanz, und die Zeichnung verrät Unsicherheit. Da diese kleinen Reste mariner Molasse bei 1000—1200 m Meerhöhe liegen, so ist auch dies schon der Beweis, daß die Auffaltung des Jura der Molassezeit größtenteils nachgefolgt ist. Eine andere lokale Abweichung erscheint im NW im Gebiete von Ajoie außerhalb der Randkette und im äußersten französischen Jura in der Region von Lons-le-Saumier noch in der Kettenregion. In Ajoie ist die Abrasion des Jura vor der Ablagerung des Oligocän weiter gegangen als im Hauptgebiete. An einzelnen Stellen bei Lons-le-Saumier (Gousse und Guinand) liegt das Oligocän transgressiv auf älter disloziertem Bathonien. Daraus schließen zu wollen, die „Jurafaltung" habe im NW schon vor Oligocän stattgefunden, ist nicht gerechtfertigt. Es ist keineswegs erwiesen,

daß jene Diskordanztransgression überhaupt schon zur Faltung des Kettenjura zu rechnen ist. Vielmehr handelt es sich um eine ältere, von der Kettenjurafaltung unabhängige Bewegung, über welche dann die postsarmatische eigentliche Kettenjurafaltung von S kommend noch etwas nördlich hinausgegriffen hat.

3. Hohe Lagerung von Molasse, besonders der tieferen Schichten derselben im Innern des Juragebirges ist für unsere Frage von Bedeutung, weil eben nur eine jüngere Dislokation (direkte oder indirekte Hebung) diese hohe Lage zustande gebracht haben kann. In der folgenden Nennung solcher Orte lassen wir den Tafeljura weg, wo die Tertiärschichten doch höchstens 700 m Meerhöhe erreichen.

Höchste Molassefunde im Jura (von E nach W geordnet).

Lokalität	Molasseschichten	Meerhöhe in m
N-Rand Lägern	Untere Süßwassermolasse	640
Schrannenhölzli bei Villigen	Meeresmolasse	571
Sennenweid E Oltingen	Juranagelfluh	694
N-Hang des Roggen	Oligocän	680
Strickenmatt Bennwil	Obere Süßwassermolasse	710
Walten NE Eptingen	Oberer Süßwasserkalk	790
Burgerrain NW Hägendorf	Untere Süßwassermolasse	870
Humbelbergli bei Waldenburg*	Unterer Süßwasserkalk	990
Waldhütte W Waldenburg*	„ „	1017
Waldweide W Waldenburg*	Untere Süßwassermolasse	1045
W Welschenohr	Alsacien	900
Binz W Gänsbrunnen	Delémontien und Alsacien	1050
Guldental	Alsacien	961—1000
Hohe Winde*	„	1100
Güpfi bei Beinwil*	„	824
Thurberg (Mättli)	Delémontien	980
Mettenberg W Soyhières*	Vindobon	660
Hasenschell W Soyhières*	„ senkrecht	722
Develier bei Delsberg	Helvetien und Delémontien	620
S Les Ecorcheresses (Moutier)	Delémontien	980
E Undervelier	Helvetien und Delémontien	816
Indevillers	Tongrien	800
Sornetan-Souboz	Helvetien und Delémontien	900
Belfond W Tavannes	„ „ „	919
Fuet N Tavannes	Burdigalien	870—910
Bellelay	„	970
Tramelan	Oehningien	960— 975
Franches Montagnes	Oligocän und Miocän	950—1050
(viele Stellen: Montfaucon, Noirmont, Breuleux, Chaux d'abel etc.)		
St. Imier-Souvillier	Alsacien	800—820
Val de Ruz	„	780
La Chaux de Fonds und Umgebung	Aquitanien	1000—1040
Le Locle	Oehningien	1060
Le Locle (les Combes, les Crêtes)	Vindobon	1020—1075
Les Brenets	„	780—820
S Buttes (Val de Travers)	Helvetien	900
Les Verrières	„	940

Lokalität	Molasseschichten	Meerhöhe in m
Umgebung von Ste. Croix *		
Petit Suvagnier (V. Noirvaux)	Aquitanien	1098
Grand Suvagnier (V. Noirvaux)	„	1120
Noirvaux	Süßwasserkalk	1030
Gebiet von Chaux	Helvetien	1080—1100
Aiguilles de Baulmes	Aquitanien	1173—1290
Sur la tour (franz. Grenze)	„	1320
Hautes Gittaz	Burdigalien	1330
Les Rousses (N Dôle)	Marine Molasse	1100
Combe de Mijoux	„ „	1000
Col de la Faucille (NE)	„ „	1200

4. Besonders merkwürdig sind die oben mit * bezeichneten Vorkommnisse, bei denen es sich nicht um zusammenhängend gefüllte Synklinalen, sondern um einzelne kleine isolierte Reste (Relikte) handelt, die an Bergen eingeklemmt oder wie angeklebt die frühere Molassebedeckung beweisen.

Dicht an der französischen Grenze liegen bei Jougnenaz und am Paß „sur le tour" eine ganze Anzahl kleiner Molassereste, die zu den allerhöchsten zählen. In einigen Teilen des Jura, z. B. südlich des Delsbergerbeckens sind in sehr hohen Lagen in Klüften der verschiedensten Schichtgruppen Lehme mit Vogesengeröllen gefunden worden. Sie können nicht Moränen angehören, sondern sind wohl Erosionsrelikte der früheren Bedeckung mit den Vogesengerölle führenden Molassen (oder pontisch?).

5. Die sarmatische Molasse, Helicitenmergel und Juranagelfluh, sinkt am S-Rande des Tafeljura überall unter den Kettenjura hinab und ist von dessen Überschiebungsfalten, deren Kerne aus Muschelkalk und Keuper bestehen, auf mehrere Kilometer Breite von S nach N überdeckt und völlig zwischen dem Ketten- und Tafeljura eingeklemmt und eingewickelt. Die Überschiebungsdecken des Kettenjura gehen auch glatt über die miocän ausgeglichenen Gräben- und Horststreifen des Tafeljura hinweg, ohne von denselben gestört zu werden. Dem ganzen N-Rand des Kettenjura entlang, auf über 100 km Länge, wiederholt sich das gleiche von der Lägern bis Pruntrut in immer wechselnden und doch ähnlichen Formen. Der Kettenjura hat hier die Molasse bis und mit dem Sarmatien eingewickelt und überfaltet (Taf. XXII, XXIII u. XXIV).

6. Am E-Ende läuft das letzte Juragewölbe unter die Molasse aus, und dem Innenrand des Jura entlang sehen wir eine ganze Anzahl von Juragewölben unter Molasse endigen. An allen diesen Stellen wölbt sich die ganze Molasse harmonisch über den Jura, und noch bis in einige Entfernung vom untergetauchten Juragewölbe ist die Gewölbelagerung in der Molasse allein sichtbar. Die Gewölbebildung in den jurassischen Gesteinen muß also jünger sein als die Ablagerung der sie bedeckenden Molasse.

7. Endlich ist nochmals zu konstatieren, daß innerhalb der Molasse vom Bohnerz bis ins Sarmatische wohl stratigraphische Unterbrechungen und Transgressionen vorhanden sind, allein keine tektonischen Diskordanzen. Die Allgemeinheit dieser Erscheinung festgestellt, bedeutet also für die Altersbestimmung der kettenjurassischen Dislokationen den Juraschichten konkordant gestelltes Alsacien oder Delémontien das nämliche, wie ein ihnen konkordantes Sarmatien (Oehningerkalke,

Juranagelfluh, Helicitenmergel). Aber auch schon vom Muschelkalk bis in den Malm oder die Kreide besteht die gleiche, im allgemeinen vollkommene, tektonische Konkordanz der Schichten. Die zwischenliegenden Transgressionen sind keine Diskordanztransgressionen, sondern annähernd Paralleltransgressionen.

8. Folgerungen. Mit auffallender Einheitlichkeit wiederholen sich diese sieben aufgezählten Erscheinungen durch das ganze Juragebirge hindurch. Sie führen ohne weiteres zu dem Schlusse: Die Faltung des Kettenjura mit allen seinen Überschiebungen und Transversalbrüchen, also dieser ganze Komplex von Folgen der Horizontalbewegung hat sich nach Ablagerung der oberen (sarmatischen) Molasse vollzogen.

Durch einen Fund von Hipparion in den obersten Schichten der Molasse bei Pruntrut ist neuestens die Meinung aufgetaucht, die bisher als Sarmatien (Oehningien) bezeichnete obere Molasse jener Gegend, die Dinotherium enthält und durchaus gleich ist derjenigen im Delsbergerbecken, sei pliocän und die Jurafaltung jünger als altpliocän. Allein da die Land- und Süßwasserschnecken und die Pflanzen den gleichen Schichten von Oehningen entsprechen, und im französischen Rhonebecken wie in Amerika Hipparion auch schon miocän auftritt, ist dieser Schluß noch unsicher.

Sicher pontische und pliocäne Schichten fehlen im Juragebirge. Die nächstjüngeren, die altdiluvialen Schotter (Deckenschotter) lagern im Limmat- und Aarequertal auf Erosionsflächen und Erosionsterrassen über den Köpfen der aufgefalteten Schichten quer durch den Kettenjura hindurch und zeigen sich nirgends kettenjurassisch merklich disloziert (Fig. 30); und die Endmoränen am Jura verlaufen in Gefällen, wie sie dem Wesen des Gletschers entsprechen.

Die lokalisierten Vorkommnisse von Vogesengeröllen südlich Delsberg in Tälern und auf Bergrücken sind auch als dislozierter Deckenschotter zu deuten versucht worden. In diesem Falle müßte die Gebirgsfaltung mitteldiluvial sein. Allein es scheint hier eine Verwechslung mit Relikten miocäner Konglomerate vorzuliegen, die ohne Zusammenhang mit der wirklichen Platte der Deckenschotter sind.

Die Aufstauung des Kettenjura fand **vor** Diluvium, und zwar pontisch und pliocän statt. Der Kettenjura ist in dieser relativ kurzen Zeit in einem Guß einheitlich erzeugt worden. Er ist jünger als der Tafeljura, gleich jung wie die letzte Dislokationsphase seines Stammgebirges, der Alpen.

In diesen gleichen Zeitabschnitt, wohl hauptsächlich in das Pliocän, fällt noch die gewaltige Abwitterung von der ergänzt gedachten tektonischen Molasseoberfläche bis auf die präglaziale Oberfläche hinab, welche der jetzigen wohl viel näher gedacht werden muß, als die ideelle tektonische Molasseoberfläche. Von dem Momente an, da die sarmatischen Wasserbecken gefüllt waren und die Aufstauung des Kettenjura zu Trockenland und Hügelland ihren Anfang genommen hatte, mußten auch sofort Verwitterung und Erosion einsetzen, und sie dauern heute noch fort. Die Auffaltung geschah unter beständigem gleichzeitigem Abtrag. Am Anfang der pontisch-pliocänen Zeit war wohl die Aufstauung mächtiger; nachher, bei ihrem Ausklingen gewann die Denudation die Oberhand. Dieser Abtrag arbeitete regionenweise langsamer, oder er wurde wieder von einer neuen tieferen Erosionsbasis aus periodisch neu belebt. Auch die Dislokationsbewegungen konnten lokal innerhalb der pontisch-pliocänen Zeit Intensitätsschwankungen erleiden. Brückner

glaubt, im Jura zwei zeitlich durch eine Abrasionsperiode vollständig getrennte Faltungsphasen unterscheiden zu können; allein die Formen lassen sich nur regionenweise so deuten. Natürlich hat sich die Bewegung allmählich vollzogen und allmählich gesteigert und ihre Resultate weder auf einen Schlag noch in getrennten Schlägen, aber in einheitlicher Bewegung erreicht. Wir sind nicht imstande, für eine durchgreifende zeitliche Zweiteiligkeit der Jurastauung Anhaltspunkte zu finden.

9. Reihenfolge der Auffaltung verschiedener Ketten. Eine andere Frage, als diejenige nach dem Alter der Jurafaltung überhaupt, ist diejenige nach der Reihenfolge, in welcher die verschiedenen Falten aufgestaut worden sind. Vermutlich ist nicht alles ganz gleichzeitig geschehen. Lagerungserscheinungen, welche eine geologisch nachweisbare Altersdifferenz verschiedener Falten oder Überschiebungen kenntlich machen würden, sind bisher noch kaum gefunden. Nur mechanische Reflexionen können uns zu einer hypothetischen Vorstellung führen.

Wenn man auf ein ausgebreitetes schweres Tuch beide Hände gespreizt legt und langsam und stetig vorwärts schiebt, so erhält man eine gebogene Faltenschar, die ganz dem Jura gleicht. Dabei ist meistens die innerste Falte des Bogens zuerst entstanden, die äußeren später, eine nach der andern angegliedert. Aber alle haben sich vom Moment ihrer Entstehung an bewegt bis zum Stillstand des Schubes. Sie haben ihre Faltung gleichzeitig abgeschlossen. Die innersten Falten haben die Bewegung am längsten mitgemacht und sind am höchsten geworden; die äußersten sind kürzere Zeit bewegt worden und sind niedriger geblieben. Dies führt uns zunächst auf die Vorstellung, daß die Jurafaltung mit den inneren Falten des Bogens begonnen hat, daß die große erste Hauptkette, die aus dem schweizerischen Molasseland meistens so unvermittelt aufsteigt, die erste gewesen sei.

Ein langes Gewölbe wird nicht an allen Stellen gleichzeitig aufgestiegen sein. Eine Falte verlängert sich während der Dauer ihrer Stauung. Da der Jura ein aus den Alpen herausgewachsener Seitenast ist, sind wohl die SW-Teile zuerst aufgestaut worden. Die Falten haben sich dann gegen NE verlängert und angegliedert.

Auch der Umstand, daß die meisten der großen Transversalverschiebungen in ihrem Ausmaß im allgemeinen von S gegen N abnehmen und dorthin auslaufen und die innerste Jurakette, der Salève, am stärksten zerstückelt ist, spricht dafür, daß im W- und Mittel-Jura die inneren Ketten zuerst aufgestaut und deshalb auch zuerst gestreckt und zerrissen worden sind, die äußeren sich später, von Anfang an schon gebogen, angegliedert haben.

Wenn wir im oben genannten Experiment mit dem zusammenschiebenden Tuch die Vogesen und den Schwarzwald in ihrer richtigen relativen Lage zu unsern schiebenden Händen durch Auflegen z. B. von Büchern auf das Tuch in ihrer Steifheit nachahmen, so sehen wir, wenn das Tuch nicht zu weich ist, daß der Schub, der sich in sanfter Bewegung ins Weite ausbreiten und ausgleichen wollte, nun gewissermaßen von dem Hindernis aufgefangen wird. Bevor er in der Fortsetzung des erst entstandenen Büschels Falten erzeugt, kann sich eine Falte am Rande der versteiften Vorlage stauen. Das sich weiter entwickelnde bogenförmige Büschel schmiegt sich nachher an diese fast im voraus entstandene Randfalte an. In diesem Falle einer Brandung wird die Brandungswelle, die zugleich die erste ist, die höchste,

und die rückliegenden sind jünger angepreßt und bleiben in milderen Formen. Dies ist das Bild des Kettenjura auf der Strecke östlich des Meridians von Basel. Die Brandungskette ist die tektonisch gewaltigste, die südlichen rücken tiefer abgestuft nach.

Wird der Horizontalschub noch weiter fortgesetzt, so stauen sich die Falten dicht an dem Hindernis und legen sich darüber. Außerdem kann sich dabei die innerste Falte nun nach dem einzig freien Raum, d. i. rückwärts, gegen die Bewegung, überlegen. Die nach außen liegenden oder dort sich häufenden Hindernisse beeinflussen die Form der von S anschiebenden Ketten. Dies erinnert an die Rangierskette, soweit sie dem breiten Becken von Delsberg entlang läuft, und an das Verhalten der Weißensteinkette auf der Strecke von Günsberg. Auch Amsler (Eclogae 1915) kommt für den Ostjura ohne Vorbehalt auf die Auffassung, daß die ganze Tafel des Ostjura gegen N geschoben wurde, an ihrem Außenrand die ersten Falten entstanden und dann die Faltung von außen nach innen griff. Der Umstand, daß die Denudation in der Brandungskette weiter fortgeschritten ist als an den innersten Ketten des Jurabogens, darf vielleicht ebenfalls dahin gedeutet werden daß im Ostjura die Brandungskette vor der Innenkette aufgestaut worden sei.

Mechanisch wahrscheinlich ist also ein Beginn der Jurafaltung im SW, Fortgang gegen NE zunächst am inneren Bogen, Schieben des Ganzen gegen WNW, NW und N, dann Aufstauen der Ketten der immer mehr auswärts (NW) folgenden Bogen des westlichen und mittleren Jura. Im E dagegen gleichzeitig Entstehung der ersten Brandungswelle am S-Rand des Schwarzwald-Tafeljura, Verlängerung derselben gegen E, Anschmiegen der SW-Faltenbogen, die sich dorthin verlängern und Anschieben neuer südlicherer Falten. Zusammentreffen und endlich Erlöschen mit der Lägern als dem wahrscheinlich letzten, jüngsten Faltenteil in einer Region, wo der Alpenschub sich nicht mehr auf die Jurazone fortpflanzte.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß noch Erscheinungen gefunden werden, welche die Altersfolge der Jurafalten wirklich bestimmen, statt bloß vermuten lassen.

Die Frage der Altersfolgen der Falten bleibt im ganzen noch offen.

Von Buxtorf und andern wurde darauf aufmerksam gemacht, daß Ketten auf nördlich vorliegende Hindernisse oder Freiwege reagieren. Die Weißensteinkette hat z. B. an der Stelle einen ausweichenden Bruch, wo nördlich der Brandenberg einsetzt, woraus geschlossen wurde, daß die Brandenberg—Farisbergkette die ältere sei, und dann die Weißensteinkette von S gegen den Brandenberg angestaut worden wäre. Der Schluß ist aber nicht stichhaltig. In den letzten Phasen der Bewegung kann auch eine jünger begonnene Kette die ältere in ihrer weiteren Ausbildungsform beeinflussen.

5. Richtung des Tangentialschubes im Juragebirge.

1. Ursachen des Überliegens der Falte. Da Druck und Gegendruck bei einer tangentialen Erdrindenbewegung einander gleich sind und die Bewegungsrichtung bei großen Bewegungen nur relativ ist, hängt die Richtung, in welcher die gestauten Falten sich überlegen, nicht direkt von der Bewegungsrichtung ab. Sie ist vielmehr von andern Ursachen wesentlich mitbestimmt (vgl. Mechanismus der Gebirgsbildung Bd. 1 S. 230—236). In der Tat finden wir auch im Juragebirge neben vielen nach N überliegenden Falten einzelne, deren Stirnen sich gegen S überlegt haben. Bestimmend dafür wirken: die relative Höhe der Fußpunkte der beid-

seitigen Faltenschenkel, mehr Raumfreiheit nach der einen Seite, das harmonische Anpressen an schon vorhandene Falten, allerlei Festigkeitsdifferenzen, der Zug in die Sehne beim Ausbiegen der Ketten. Indessen scheint es, und gerade der Jura gibt dafür Fingerzeige, daß, abgesehen von diesen Veranlassungen zur Richtung des Überliegens doch die einseitige Schubrichtung, besonders bei gehäuften Falten auch direkt bestimmend wirkt. Im W-Kettenjura liegen die Falten nördlich nach dem Tiefland über. Das ist begreiflich. Allein auch im E-Kettenjura liegen sie nördlich über, obschon dort die Nordseite viel höher und fester entgegenstand, während südlich freier Raum vorhanden war. Ein Vorherrschen des Überliegens in der Richtung einseitiger Bewegung ist offenbar bei vielen Kettengebirgen vorhanden, und wenn, wie im Jura, den Alpen, dem Himalaja die Richtung des Überschiebens und Überliegens die gleiche Bewegungsrichtung anzeigt, wie die Bogenform, so können wir in der Bestimmung der einseitigen Bewegungsrichtung völlig sicher gehen. Ein Vorherrschen des lokalen Überliegens in der Richtung der einseitigen Bewegung ist auch an sich mechanisch verständlich. Eine genaue Überlegung läßt nämlich erkennen, daß vielmehr mechanische Arbeit erforderlich wäre für das Überschieben gegen den Schub, was dem Unterschieben einer Mulde entspräche. Es würde zu weit führen, näher hierauf einzutreten. Wir können festhalten:

Eine relativ einseitige Schubrichtung eines beschränkten Stückes Erdrinde gegen eine ausgedehntere, in sich relativ starre Erdrindenregion erzeugt bedeutende Überzahl von in der Bewegungsrichtung überliegenden Gewölben und Überschiebungsschuppen.

Die Veranlassung für Überliegen gegen S mag bei der „Voreggstörung" (Aargauer Tafeljura) und bei der Bornkette in der tieferen Lage des südlichen Schenkelfußes, bei einzelnen Strecken der Rangiers- und der Weißensteinkette in freier offener Lage der S-Seite, in gedrängter Fülle der N-Seite und vielleicht auch hier und am Mont de Baume (Taf. XXIV Prof. 11), überdies in der Sehnenspannung im Faltenscheitel bedingt gewesen sein. Alle diese Ausnahmen gehören in die Gruppe der Rückfaltungen und sind immer von beschränkter Ausdehnung.

2. Einseitigkeit der Bewegung. Gewiß hat jede tangentiale Bewegung in der Erdrinde eine bloß relative Richtung. Auch jeder tangentiale Druck wirkt durch das ganze geschlossene Rindengewölbe, in welchem sich Druck und Gegendruck immer wieder ins Gleichgewicht zu bringen bestrebt sind. Allein es handelt sich eben um tausendfältig bedingte Unregelmäßigkeiten in den tangentialen Bewegungen, die eben nicht gleichzeitig die ganze Erdrinde ergreifen, sondern stets das faktisch lokalgestörte Gleichgewicht wieder herstellen sollen. Auch eine weit herum allgemeine Spannung wird nur allmählich Stück um Stück ausgelöst und dadurch in lokale Bewegungen zerstückelt. So wird oft ein nach Umfang und Tiefe relativ kleines Stück gegen größere und tiefer reichende Massen gestoßen, die ihrerseits mit der weiteren Umgebung in relativ starrer Verbindung bleiben. Dann werden wir nicht sagen, die ganze Erdrinde habe sich gegen dieses kleinere Stück bewegt, sondern wir werden von der Bewegungsrichtung dieses Stückes gegenüber der umgebenden Allgemeinheit reden können, und diese Einseitigkeit der Bewegung wird mechanisch im Gebirgsbau zum Ausdruck kommen. In unserem Falle

war es also das Vorland der Alpen, das sich gegen die alten Bergmassen von Zentralfrankreich, Vogesen und Schwarzwald bewegte.

3. Krümmung der Faltenzüge. Das einzige einwandfreie Hilfsmittel zur Bestimmung einer faltenden Einseitigkeit der Bewegungsrichtung bleibt die Krümmung der Faltenzüge. Stets ist der Schub von der innern nach der äußern Seite des Bogens in der Pfeilrichtung desselben gerichtet gewesen. Die allgemeine Ausbiegung der Falten und Faltenbüschel des Kettenjura beweist, daß eine einseitige Bewegung aus SE erfolgt ist. Damit in Verbindung stehen: der stufenförmige Abfall von den Höhen der Falten und der nördlich an dieselben sich angliedernden Plateaux und Ketten von SE nach NW, die Ausbildung von Überschiebungsfalten an den äußeren Bogenrändern, gleichgültig, ob dort Plateau oder Tiefland vorliege, das Vorherrschen der nördlich übergelegten Falten. Selbst da, wo die vorliegende N-Seite höher liegt — am Tafeljurarand — haben die liegenden Falten ihre Stirn nach N gewendet. Das Gewölbe ist offenbar überschoben, nicht die Mulde unterschoben. Letztere Vorstellung wäre hier sehr schwierig, denn wir dürfen doch nicht annehmen, daß der ältere steife Schwarzwald sich gegen S dem Jura unterschoben habe. Aber auch der Fächer der Transversalverschiebungen und die darnach zu bemessenden Streckungen beweisen einseitigen, von den Alpen ausstrahlenden Horizontalschub.

Auf die Auffassung (Rollier, Le plissement du Jura, Annales de Géographie 1903), der Jura sei ganz bedingt durch die Klemmung zwischen den drei Senkungsfeldern: schweizerisches Molasseland, Ebene der Saône und Rheintalgraben, und habe kein tektonisches Erbe von den Alpen angetreten, kann man nur durch ein Grundrißbild wie das von ihm gegebene geführt werden, das die Stärke der Falten unberücksichtigt läßt. Außerdem ist in dieser Ansicht unter anderem gerade das Wesentlichste, die einheitliche Krümmungsrichtung der Faltenzüge, unberücksichtigt geblieben. Der Jura ist in seinem Bau nur einseitig, nicht dreiseitig ausgebildet, also nur von einer Seite, nicht von drei Seiten geschoben worden!

Rollier legt ein besonderes Gewicht auf die Zweiteiligkeit der gegen NW gerichteten Faltenbogen, die sich bei Salins treffen und komplizieren. Allein diese Faltenbogen sind gleichsinnig gekrümmt, und diese Zweiteiligkeit ist mit zwei auslaufenden Schaumbogen einer größeren Welle zu vergleichen. Wahrscheinlich handelt es sich um die Wiederholung des gleichen Bogens infolge der auf der Linie Dôle—Salins entstandenen Transversalverschiebung, sicher nicht um verschiedene Primärursachen. Sodann zweigt im S der Jura tatsächlich von den autochthonen Ketten der Westalpen ab.

6. Ausmaß der Tangentialbewegung im Kettenjura.

Im „Mechanismus der Gebirgsbildung" Bd. 2 S. 211—215 wurde versucht, durch Ausglätten der Falten ein Ausmaß für den Zusammenschub und in letzter Linie für die Verkleinerung des Erdradius zu gewinnen, welche der Faltung entspricht. Die Profile, welche für Jura und Alpen dafür benutzt werden konnten, waren noch sehr ungenau. Für den Jura ergab sich eine Verminderung der Zonenbreite von ca. 5 km. Heute liegen uns streckenweise viel genauere Profile vor. Für den Ostjura, über welchen wir die genauesten Profile besitzen, liegt die Fehlerquelle im starken Erosionsabtrag und besonders in der Schwierigkeit, die Überschiebungen für die Tiefe zu interpretieren und zu messen. Für den mittleren Jura der Schweiz können wir die besten Annäherungen an die Wirklichkeit erwarten, während für den französischen Westjura noch genaue tektonische Profile fehlen.

Die im Profil an einem einzelnen Gewölbe gemessene und dann gerade gestreckte Gewölbebreite, minus die jetzige Grundrißbreite (Basis) desselben ergibt das Maß des horizontalen Zusammenschubes, welcher Erzeuger dieser Falte war.

Aus 70 Abwicklungsmessungen ergaben sich beispielsweise folgende Zahlen:

Gewölbebenennung	Jetzige Basisbreite in km	Ausgeglättete Breite in km	Zusammenschub in km
Born (bei Olten-Aarburg)	3,250	3,500	0,250
Blauen	2,000	2,875	0,875
Moron-Kette	3,000	4,000	1,000
Rangiers-Kette (S Pruntrut) . . .	2,500	3,750	1,250
Graitery	3,000	4,250	1,250
Farisberg	3,500	4,750	1,250
Homberg	4,000	5,250	1,250
Rangiers-Kette an der Birs . . .	2,000	3,625	1,625
Pouillerel-Kette	2,600	4,250	1,650
Mont Tendre	10,500	12,250	1,750
Chasseron (Creux du Van) . . .	9,000	11,000	2,000
Hasenmatt (Weißensteinkette) . .	4,500	6,750	2,250
Chasseral	8,000	10,250	2,250
Hohe Winde	3,000	5,375	2,375
Tête de Ran (d'Amin)	4,000	7,000	3,000
Weißenstein	4,000	7,250	3,250
Weißenstein im Grenchentunnel . .	3,600	7,500	3,900
Reculet (Mont Colombier)	8,500	12,600	4,100

Aus dieser Tabelle sieht man deutlich, daß die Gewölbe im SW-Jura bei gleichem Zusammenschub größere Basisbreite haben als die östlicheren. Die letzteren sind weniger groß, aber meist individualisierter und schärfer in ihren Formen.

Zu bedeutend höheren Zusammenschubzahlen gelangen wir im Gebiete der Brandungskette oder der Aufschubzone, wie wir sie auch nennen können. Wenn der Mittelschenkel zerreißt und Überschiebung an seine Stelle tritt, wird der Zusammenschub noch um die Überschiebungsweite größer und besteht aus Faltung + Überschiebung. Die ursprüngliche Breite entspricht aber nur der ausgeglätteten Faltung.

Aus der Überschiebungszone des Ostjura ergeben sich folgende Zahlen:

Profil	Jetzige Breite in km	Zusammenschub in km
Lägern	2,900	1,850
Staffelegg	6,250	ca. 5,000
Dielenberg	3,000	„ 6,750
Titterten	6,500	14,300
Stürmer	4,000	3,250

Daß der enorme, auf die Brandungszone sich konzentrierende Zusammenschub von E gegen W zunimmt, bei Waldenburg-Titterten sein Maximum erreicht und dann südlich vor dem Rheintalgraben rasch abnimmt, ist verständlich. Der Sprung bei Titterten ist allerdings erstaunlich, aber die Mühlbergschen Profile sind dort so klar, daß wir doch diese Zahl als den Maximalzusammenschub in der Brandungskette gelten lassen. Eher sind unsere Messungen desselben östlich und westlich

zu klein als hier zu groß. Mühlberg hat für das Profil im Meridian von Aarau 4 km, Amsler für das Profil der Staffelegg 5 km Zusammenschub gemessen.

Der Zusammenschub auf ganzen Juraquerprofilen ist größer, als früher angenommen. Wie überall erweist sich auch hier die Natur immer verwickelter, komplizierter gebaut, als wir es uns früher vorzustellen gewagt hatten.

Für Querprofile durch den gesamten Jura ergeben sich uns folgende Zahlen:

Juraquerprofil	Gewölbezahl	Jetzige Breite in km	Zusammenschub im ganzen in km	Zusammenschub per Falte ca. km
Tafel XXII				
Nr. 2 Lägern	1	2,900	1,850	1,850
„ 3 Staffelegg	4	12,000	7,500	1,890
„ 4 Aarburg—Wisenberg . .	4	14,000	17,500	4,400
„ 5 Roggen—Paßwang . . .	5—6	14,350	16,650	3,300
Tafel XXIII				
„ 6 Solothurn—HoheWinde—Blauen—Landskron . .	7	28,100	12,525	1,800
„ 7 Grenchen — Delsberg — Pfirt	9—10	36,750	9,250	1,000
„ 8 Bözingen – Pruntrut . .	9—10	37,000	8,875	0,980
„ 9 Bielersee—Chasseral . .	5— 8 Hauptfalten			
Freibergen—Reclère . .	11—15 Nebenfalten	37,250	8,000	1,000
„ 10 Neuchâtel bis Les Brenets (Doubs), Profil von Schardt (unvollständiger Querschnitt) . . .	4	20,000	6,5—7,000	1,700

Die obigen Zahlen zeigen deutlich ein langsames Steigen des Zusammenschubes von SW nach NE gegen die Mitte des Jurabogens, ein Maximum in den Profilen der stärksten Brandungen, dann aber eine ziemlich rasche Abnahme bis zum Erlöschen gegen Osten.

Buxtorf hat in seiner neuesten Juraarbeit (Verhandl. d. naturf. Ges. Basel 1916) ein ganzes Querprofil durch den Kettenjura gezeichnet, das ohne Zweifel der Wahrheit sich weit besser anschmiegt als alle unsere bisher benützten Profile (reduzierte Kopie in Fig. 100). Aus diesem Profile hat er selbst (die nur noch in der Molasse am Jura-Innenrande angedeuteten Falten nach E. Baumberger mitberücksichtigt) einen Zusammenschub von 11 km gemessen. Die Hauptjurazone zeigt hier einen Zusammenschub auf zwei Drittel der ursprünglichen Breite.

Der Jura ist, verglichen mit den Alpen, ein 20—50mal schwächeres Faltengebirge. Er ist nicht ein mächtiger Ast, sondern nur ein kleiner, aber schön harmonischer Seitenzweig der Alpen.

IV. Oberflächengestaltung des schweizerischen Kettenjura.

1. Verhältnis von Dislokation und Abtrag.

Wir wollen aus großer Höhe, in die wir uns im Ballon oder im Geiste erheben, Alpen und Jura vergleichend überschauen. Die Alpen erscheinen als ein ungeheures Chaos von Bergen mit zwischenliegenden mächtigen Tälern; eine Ordnung, ein Durchschimmern von Anatomie ist nur in einzelnen kürzeren Rippen zu finden. Der Gebirgskörper ist wie zerhackt; alle Formung ist auch im großen das Werk von Verwitterung und Ausspülung. Nur die Gesamtform des ganzen Gebirgskörpers zeigt sich als Aufstauung. Beim Juragebirge springt sofort die zusammenhängende lange, noch wenig gegliederte Kette und die Zusammensetzung des ganzen Gebirges aus einem Bündel von solchen Ketten in die Augen. Die Gewölbefalte ist Bergkette geblieben, die Mulde ist Längstal geworden, die hohe Antiklinale ist hohe Kette, das schwache Gewölbe ist niedrig. Die äußere Gestalt des Juragebirges ist noch in Übereinstimmung mit seinem inneren Bau und läßt auf den ersten Blick die Rindenbewegung erkennen, die es geschaffen hat. Einfach und ehrlich liegt seine Entwicklungsgeschichte vor den Augen des Beschauers (Tafel XXVI).

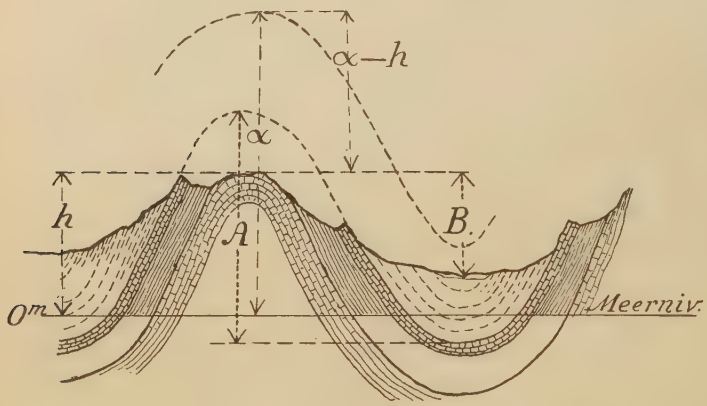


Fig. 114.
Schema für das Verhältnis von Faltung und Denudation.
A = tektonische Höhe, B = Denudationshöhe.

Treten wir in das Juragebirge hinein, so finden wir in den großen Zügen bestätigt, daß Form und Bau zusammenstimmen und daß das Schichtstreichen zugleich das Streichen der Ketten ist. Allein sobald wir mehr ins einzelne prüfen, sehen wir, daß der Verwitterungsabtrag doch gewaltig gearbeitet hat. Machen wir nur den Versuch, in den genau studierten Profilen das oben Abgetragene zu ergänzen. Die allgemeinste Erscheinung besteht darin, daß die Molasse von den Gewölberücken abgewittert, dagegen im tieferen Niveau, wo das Gefälle zur Abspülung zu gering geworden war, geblieben ist. Fassen wir eine bestimmte Schicht, z. B. das Portlandien, ins Auge: Unter den Molasse erfüllten Synklinaltälern liegt sie noch tief unter der jetzigen Talsohle, über dem Gewölbe aber lag sie hoch, wo jetzt Luft ist; denn in der Mulde ist Molasse geblieben, auf dem Gewölbe ist z. B. der Dogger entblößt. Der wirkliche primäre Höhenunterschied von Gewölbe und Mulde war ursprünglich von der Faltung auf 1000—2000 m vorgesehen; der ungleiche Abtrag hat ihn auf fast die Hälfte, auf 500—1000 m und vielfach noch mehr reduziert.

Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

UMGEBUNG VON MOUTIER IM BERNER-JURA

nach Relief von Albert Heim

gesehen von NW. (Photogr. Arn. Heim.)

Das Juragebirge hat also als Ganzes durch die Abwitterung an Höhengestaltung wenigstens die Hälfte verloren!

In nachfolgender Tabelle finden sich in der Rubrik A die Höhendifferenzen von Talsohle und Berg, wie sie der Faltung entsprechen, das sind die tektonischen Höhen. In Rubrik B ist die tatsächlich noch vorhandene Höhe des Berges über dem anliegenden Tal notiert, das ist die derzeitige relative Höhe. In Rubrik C ist die Verminderung der tektonischen Berghöhen durch die Verwitterung angegeben (Fig. 114).

Bergrücken	A Tektonische Kettenhöhe	B Relative (noch gebliebene) Berghöhe	C = A—B Stattgefundene Abnahme
	m	m	m
Lägern	1250	500	750
Herzberg N Aarau	1500	460	1040
Born bei Olten	600	320	280
Farisberg bei Balstal	1400	500	900
Weißenstein	2000	970	1030
Velleratkette (Choindez)	800	450	350
Blauen	800	450	350
Montoz	1600	500—700	1000
Chasseral über St. Imier	1700	950	750
„ „ Bielersee		1200	
Cornu Foulet über Vallée du Pont	1300	350	950
Chasseron: Neuenburgersee	2000	1176	824
Dôle: Lac Léman	2000	1300	700
Pouillerel (Le Locle)	ca. 1000	150	850
Mont Reculet	2000	1345	655

Trotz des Abtrages, welcher die Höhe der bis zum Portland ergänzten Ketten oft um 1000 m und mit der Molasse ergänzt um über 1500 m erniedrigt, ist die Kette im allgemeinen in ihrer Gestalt als solche doch erhalten. Dies verdanken wir dem Umstand, daß Molasse und mesozoische Schichten im Juragebirge so verschieden sind. Die Molasse ist leicht verwitterbar, sie wird rasch abgespült, weil sie sich in feine Massen auflöst und schwer durchlässig ist, sodaß das Wasser an der Oberfläche bleibt und an deren Abtrag arbeitet. Die Verwitterung und Abspülung hat die Molassemäntel der Gewölbe relativ rasch abgetragen, die Kalksteingewölbe entblößt und herausgeschält, sich dann aber stark verlangsamt. Auf den Kalkgewölben sickert seit ihrer Entblößung die größte Wassermenge zur Quellbildung ein. Langsam entstehen Höhlengänge in der Tiefe; die Oberfläche aber bleibt vor Abtrag relativ verschont. Sie wird karrig oder die Gesteine zerfallen in Blöcke, nicht in feinen Schlamm und Sand. In den Alpen arbeitete wegen der viel größeren Höhe der Frost viel stärker, und die fließenden Wasser hatten viel größeres Gefälle.

Um aus den geologischen Profilen noch einige Schätzungen über den Verwitterungsabtrag zu gewinnen, messen wir für eine Anzahl von Jurabergen aus den bis etwa zur oberen Molasse ergänzten Profilen die Gipfelhöhen (α in Fig. 114); von diesen subtrahieren wir die heute noch gebliebenen Höhen (h in Fig. 114). Wir erhalten folgende Zahlen für den Abtrag α—h:

Bergkette oder Ort	Ursprüngliche tektonische Meerhöhe in m (= a)	Abtrag in m (a—h)
Lägern	1800	1000—1200
Aarau	950	580
Herzberg N Aarau	2200	1300
Herznach	?	800
Homberg (Farisberg)	2000	1000
Wisenberg (Hauenstein)	2300	1300
Roggen (W Olten)	1600	700
Paßwang	2200	1200
Dielenberg bei Waldenburg	2500	1650
Weißenstein	2700	1250
Hohe Winde	2400	1200
Erswil (Brandungskette)	1800	900
Blauen	1800	930
Montoz	2500	1500
Chasseral	3200	1600
Freibergen	2400	1200
Creux du Van	2500	1100
Areuse-Tal	2600	1950
Cornu-Foulet	2700	1400
Saignotte	2600	900
Pouillerel bei Le Locle	2200	1150
Ste. Croix-Chasseron	2900	1300—1800
Mont Tendre	3000	1300
Mont Risoux	2300	1000
Grand Colombier	3200	1500
Mittel	(56 350 : 24) = 2348	(30 010 : 25) = 1200,4

Die Zahlen sind größer, als man sich ohne nähere Prüfung vorzustellen geneigt ist. Für die Mulden werden sie bedeutend kleiner, bleiben aber mit Ausnahme schmaler Streifen immer noch auf mehreren hundert Metern stehen. Das Juragebirge hat mehr Abtrag erfahren als das Molasseland. Über demselben ist vielfach nicht nur die ganze 500 bis über 1000 m mächtige Molasse abgetragen worden, sondern dazu hat noch Denudation durch die Kreide bis tief in den Jura, in der Brandungszone bis auf den unteren Muschelkalk hinab stattgefunden. Ohne Abwitterung würde der Jura ein Schneegebirge sein. Niemals hat er diese Höhen erreicht, weil vom Augenblick der Trockenlegung aus den Molasseseen heraus auch der Abtrag begann und Stauung und Abtrag gleichzeitig arbeiteten.

Vergleichen wir das heute noch über das Meerniveau ragende Juragebirge in seinem Volumen mit dem durch Abwitterung Verschwundenen, so ergibt sich, daß kaum noch die Hälfte dessen über das Meerniveau emporragt, was über dasselbe aufgestaut worden ist, daß also der Jura nur noch halb so viel Körper besitzt, als seine Geburt durch Dislokation ihm zugedacht hatte. Es geht hieraus hervor, daß alle jetzigen Formen des Juragebirges durchaus von Verwitterung und Erosion herausgeschält worden sind, und wenn dennoch der Jura vielfach herrliche Übereinstimmung zwischen

äußerer Form und innerem Bau zeigt, so beruht dies nur darauf, daß die Abwitterung, meistens Schicht um Schicht abschälend, der inneren Gebirgsstruktur nachtastend, sie bloßgelegt hat, wobei kein Flecklein Oberfläche ohne starken Abtrag geblieben ist.

Die Hauptmodellierung des Juragebirges muß schon vor der größten Vergletscherung vollendet gewesen sein. Denn die Moränen derselben sind noch da, ihre Unterlageflächen sind erkennbar; die seitherigen Formveränderungen sind nicht mehr mächtig gewesen. Schon vor Diluviumschluß ist der Jura in eine relative Unveränderlichkeit getreten.

Im Tafeljura haben wir gesehen, daß eine jungoligocäne Abtragsfläche die Formung wesentlich bedingt hat, indem dieselbe alle älteren Verwerfungsgestaltungen vor Ablagerung des Miocän ausgeebnet hatte. Auch im Kettenjura war diese Abrasion tätig. Sie fand aber hier keine alten Dislokationsgebirge zum Einebnen vor. Sie trug im nordwestlichen Gebiete (La Chaux-de-Fonds usw.) vielfach die Kreide, das Bohnerz und die ältere Molasse ab, und die nachfolgenden marinen Absätze des Burdigalien und Vindobonien transgredieren dann flach bald über obere, bald über untere Kreide, über Purbeck oder Portland. Die Diskordanz zwischen den schief abradierten Jura- und Kreideschichten und der sie bedeckenden marinen Molasse ist sehr flach, bildet einen spitzen Winkel von 1—3°, der für die nachfolgenden Krustenbewegungen ohne Belang war. Die marine miocäne Molasse ist in den Gebieten der Miocäntransgression meist sehr wenig mächtig (20—100 m). Der Einfluß der prämiocänen Abrasion macht sich in diesen nordwestlichen Regionen des Jura darin geltend, daß, infolge des hier dünneren Molassemantels die Einebnung der Falten aus Juragesteinen vielfach weiter vorgeschritten ist, als in den inneren Ketten. Man vergleiche nur ein Profil aus dem Gebiete von Le Locle oder Freibergen mit einem solchen aus der Umgebung von Solothurn oder Biel (Fig. 115 und Taf. XXII, XXIII, XXIV).

Für die Denudation, welche seit der sarmatischen Zeit die jetzige Oberflächengestaltung im Juragebirge geschaffen hat, gilt in großen Zügen der Satz, daß sie im ganzen Juragebirge von den inneren SE-Ketten nach den äußeren NW-Ketten und in der Längsrichtung von SW nach NE zugenommen hat. Auch schon bei der Denudation vor der miocänen Transgression war die gleiche Verteilung deutlich zu erkennen; diese aber ist von der jüngeren vielfach weit überholt worden. So ist es gekommen, daß in der inneren Faltenzone des Juragebirges im NE die Entblößungen vielfach bis in die Trias hinabreichen und die Kreide fehlt. In der Längsrichtung gegen SW treffen wir allmählich auch in den tiefsten Entblößungen keine Trias mehr, nur noch Lias, bald nur noch Dogger, während in den Mulden die Kreide erhalten ist. Im SW-Jura werden die Doggeraufschlüsse selten, die Kreideflächen ausgedehnter. Gehen wir von S und SE nach N und NW quer zu den Ketten, so fällt auf, daß am Südrand das Oligocän gut erhalten ist, gegen die äußeren Zonen und am Nordrande jedoch meistens die miocäne Transgression direkt den Malm überdeckt und daß der am Südrand mächtige Malm gegen NE nur noch durch Argovian vertreten ist. Im ganzen Kettenjura ist die Kreide von den Gewölbescheiteln abgetragen. Wie die Molasse ist sie nur in Synklinalen erhalten. Die südlichen Ketten sind bloß bis zum Dogger aufgeschlossen, die nördliche Randkette aber bis tief in die Trias. In den Querprofilen vom Genfersee gegen Salins und Lons-le-Saumier treffen wir in den Innenketten viel Kreide und Malm, keinen Dogger; in den Plateaux und in den Einschnitten von Salins und Lons-le-Saumier dagegen sind in weiter Ausdehnung Dogger und Lias entblößt.

Kurz zusammengefaßt heißt das: Zunahme des Abtrages von W nach E und von S nach N.

Nach dem Faltenbau war ursprünglich, alle Erosion weggedacht, die innerste Kette in ihren SW-Teilen die höchste. Sie ist auch nach der Abwitterung immer noch die höchste geblieben. Ihr gehören heute die höchsten Jurakämme an: Grand Crédo bei Gex 1624, Dôle 1678, Mont Tendre 1680, Grand Colombier 1691, Reculet 1720, Crête de la neige 1723 m. Gegen Osten nehmen die Höhen ab: Chasseron 1611, Chasseral 1609, Hasenmatt (Weißenstein) 1447, Roggen 999, Gislifluh 776 m. Die Brandungskette erreicht an wenigen Punkten 1000 m. Die Talflächen und Plateaux zwischen den Ketten sind zunächst hinter den innersten Ketten sehr hoch, stufen sich dann aber auch gegen NW ab.

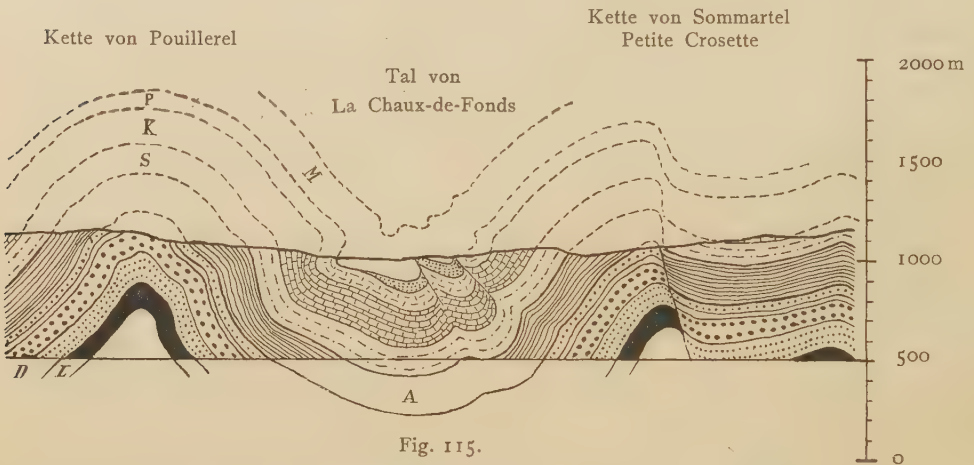


Fig. 115.

Profil 1 : 37 500 durch die Synklinale von La Chaux-de-Fonds nach Jules Favre.
M = Molasse, P = Portlandien, K = Kimmeridgien, S = Sequanien, A = Argovien, D = Dogger, L = Lias.

Wir würden wohl irren, wenn wir aus ungleichem Abtrag auf ungleiches Alter der verschiedenen Regionen des Juragebirges schließen wollten. Weit maßgebender für den Abtrag waren die Angriffspunkte, welche die Dislokationen durch die Art der Faltung geschaffen haben, die großen umliegenden Tiefländer, aus denen sich die Erosionsbasis entwickeln konnte, die Exposition, die die Schwarzwaldhebung und die großen Flüsse im E und N geschaffen hatten und anderes mehr.

Es gibt auch im Juragebirge Regionen, wo uns in ganz verschiedenen Formen die ungeheure, fast immer wieder unterschätzte Allmacht der Verwitterung und Erosion für die heutige Form des Gebirges vor Augen tritt. Wir wollen nur beispielsweise zwei solche Stellen betrachten.

Waldenburg im Hauensteingebiet liegt an der Kreuzungsstelle eines alten Quertales mit einem isoklinalen Tal, das dem S-Schenkel der großen Brandungsfalte angehört. Weiter südlich schmiegt sich eine Synklinale an, die aber hoch gefüllt ist. SE Waldenburg liegt Eocän und oligocäne Molasse bei Holznacht und Humbelbergli in 850—980 m Höhe, d. i. 300 m über dem hohen Quertal; in der streichenden westlichen Fortsetzung treffen wir bei Waldweid-Waldhütte Eocän und Molasse in 800—1050 m Meerhöhe. Diese Tertiärschichten füllen eine Mulde am Kammscheitel. Die gleiche Erscheinung setzt gegen W fort über Burten, Gaitenberg, Geißberg

bis Güpfi. Es handelt sich hier um die Reste einer mit ihrer Bodenlinie gegen 1000 m hoch gelegenen Molassemulde. Aber statt daß die Schichten beiderseits in die Höhe steigen, sind sie besonders auf der N-Seite tief hinab abgetragen, und isoklinale Längstäler begleiten den auf ca. 12 km Länge zum Kamm herauspräparierten Muldenstreifen. Selbst die weiter nördlich folgenden Muschelkalkkämme, die den Gewölbekernen entsprechen, erreichen nicht die Höhe der synklinalen Molasse. Echte Synklinalkämme wie hier sind allerdings im Jura selten, und der genannte ist darunter der einzige, der noch Molasse führt. Der Fall beweist aber, daß auch im Jura der Abtrag aus einem Muldengrund einen Kamm herauszupräparieren vermocht hat (vgl. Mühlbergs Karte vom Hauensteingebiet in „Beiträge", Spezialkarte Nr. 73; ferner Rollier Bl. VII, 1 : 100000 und unsere Taf. XXII Prof. 5 Rehag).

Ein Beispiel anderer Art für den gewaltigen Abtrag im Juragebirge weist das Gebiet La Chaux-de-Fonds—Le Locle auf, wo die durch die Tektonik bedingten Höhenunterschiede zu einem großen Teil einfach abgehobelt worden sind. In dem Querprofil durch La Chaux-de-Fonds (Jules Favre, Thèse 1911) messen wir auf der gleichen Schichtfuge zwischen Mulde und Gewölbe eine Höhendifferenz (Gewölbehöhe) von 1100 m (Fig. 115), während die Oberfläche in der Mulde nur 160 m tiefer liegt als der mild geformte Bergrücken der Pouillerel. Setzen wir über diesen unsere Reise gegen N fort, so stehen wir plötzlich an einem Absturz, zu dessen Fuße 200—550 m tiefer der Doubs fließt. Er hat auf einer großen Länge seines komplizierten Laufes sich ein tiefes Tal in die gefalteten Scheinplateaux eingeschnitten, und ganz ähnlich verhalten sich seine Nebenflüsse Dessoubre und La Loue und sehr ähnlich die Bienne und der Ain.

Eine fast vollständige Abrasion der Ketten, so daß Ketten und Mulden zu einer Hochebene oder einem sanft welligen Hochland abgetragen sind, ähnlich wie im Gebiete von La Chaux-de-Fonds, kommt im Innern des Jura nicht selten vor. Sehr ausgeprägt ist diese Erscheinung im Gebiet Freibergen („Franches Montagnes"), und sie mehrt sich gegen SW im französischen Jura. Der Name Plateaujura darf aber doch für solche Zonen nicht verwendet werden, denn der Bau ist Kettenbau.

Das Juragebirge ist voll landschaftlicher Überraschungen, die an malerischer Wirkung den alpinen wenig nachstehen. Überall da, wo Verwitterung und Erosion sich in ihrer Arbeit ganz dem tektonischen Bau des Gebirges angeschmiegt und nach den Schichtflächen abgetragen haben, bilden die milden, einförmigen Gestalten — lange, breite, runde Bergrücken ohne gezähnte Kämme, dazwischen glatte Muldentäler oder wellig einförmige Hochflächen — das Gebirge. Plötzlich treffen wir auf Stellen der auffallendsten Kontraste da, wo Verwitterung und Erosion sich in Gegensatz zum geologischen Bau gesetzt haben und denselben gewissermaßen durchkreuzen: Wir sind in der Längsrichtung über einen breiten, einförmigen, rundlichen Bergrücken gewandert; plötzlich stehen wir am oberen Rande eines ungeheuren, halb trichterförmigen Loches, eines Zirkus. Aus demselben entwickelt sich ein Längstal, das auf beiden Seiten nur noch von den aufragenden Schenkeln des Gewölbes als scharfen Kämmen begleitet wird. Oder der plumpe Bergrücken ist plötzlich an einer Stelle von einer Kluse quer durchschnitten, in der die prachtvolle Architektur des Gewölbebogens und seiner Komplikationen und alle damit zusammenhängende Gliederung bloßgelegt ist. Oder wir sind lange über eine öde wellige Hochfläche gewandert und sehen uns unvermittelt an den Rand einer tiefen Talschlucht gestellt, deren Gehänge aus wechselnden Streifen von Wald und Fels bestehen und in deren Grunde ein klarer grüner Fluß dahinzieht. In allen diesen Fällen haben Verwitterung und Erosion nicht nur vom schichtigen Material der gefalteten Erdrinde Blatt um Blatt abgeschält, sondern durch das Erdschichtenblätterwerk hineingegraben, so daß die Schichten in Querschnitten an die Oberfläche treten und der innere Bau wie aufgerissen sichtbar wird.

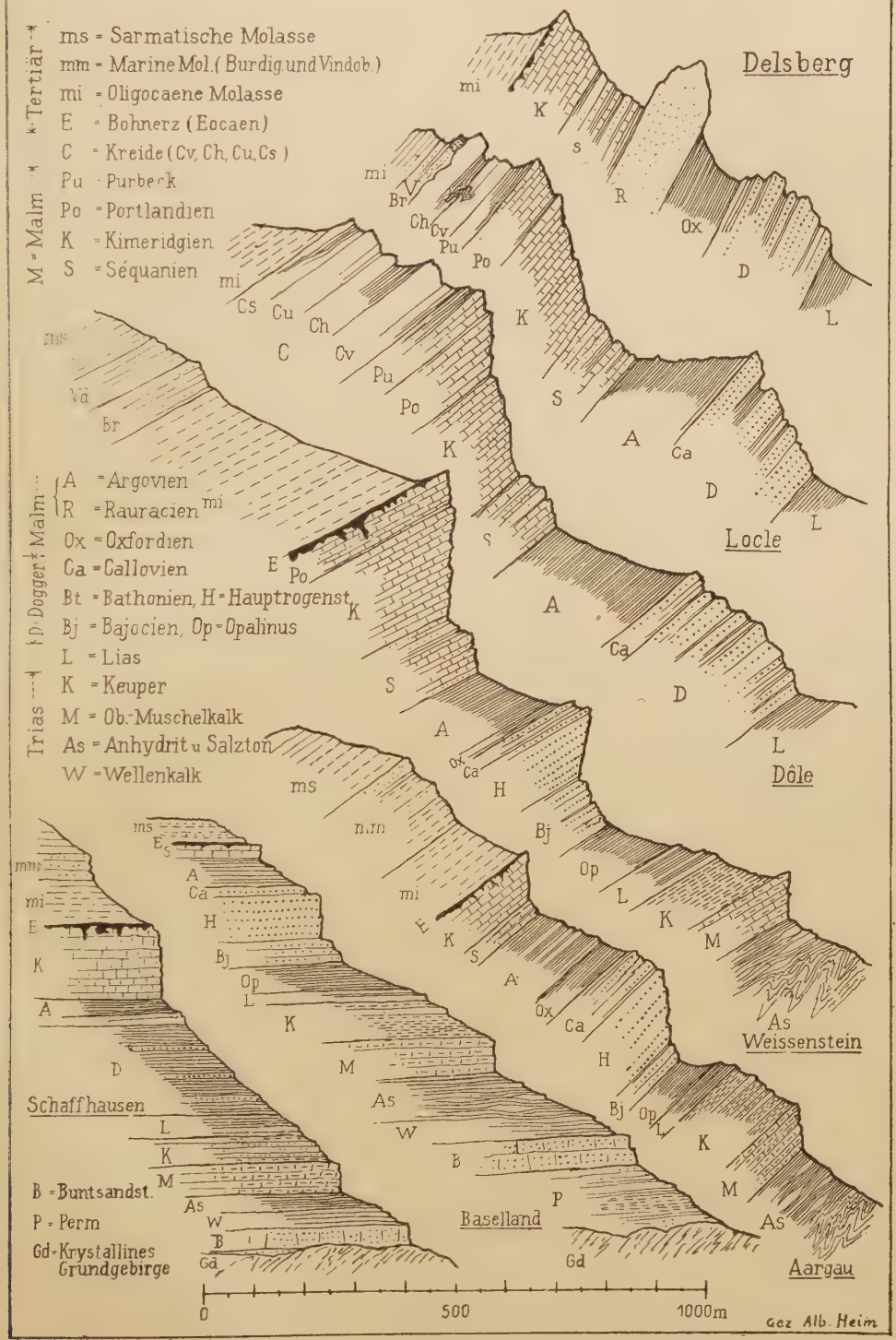
Der Wechsel von sanften und bewegten Formen im Juragebirge hat einige Geographen (Ed. Brückner) dazu verleitet, zwei Faltungsperioden und zwei Erosionszyklen trennen zu wollen. Allein beide Arten der Denudation müssen mit dem Beginn der Hebung und Faltung nebeneinander eingesetzt haben; beide müssen ununterbrochen am Werk geblieben sein und beide gehen nebeneinander fort, die nach Schichten schälende fast konstant gleichmäßig, die querbrechende wechselvoller je nach den allmählich sich ergebenden Ausgangs- und Angriffspunkten. Die ganze Dislokation ist hier postsarmatisch, und mit derselben haben gleichzeitig Abwitterung und Erosion eingesetzt. Zu irgendeinem Unterbruch war keine Möglichkeit gegeben. Daß im ganzen langen Gang der Auffaltung und Denudation oft ungleiche ältere und jüngere Folgen nebeneinander liegen, ist selbstverständlich, aber darin allgemeine verschiedene Zeiten der Formung sehen zu wollen, scheint mir, wie auch de Margerie, Martin, Schlee und Hettner für den Kettenjura unhaltbar zu sein.

Wie im großen, so arbeitet der Verwitterungsabtrag auch im kleinen darauf hin, die festeren, resistenzfähigeren Gebirgsglieder aus den leichter verwitterbaren Massen herauszuschälen und immer mehr aus den letzteren hervortreten zu lassen. Weil die Gesteine des Juragebirges trefflich geschichtet und die verschiedenen Schichtenkomplexe sehr ungleich verwitterbar sind, so wechseln an den steilen Gehängen bei flacher Schichtung die kahlen Felswände mit den flachen Gesimsen ab, und die Vegetation macht diese Stufung auf große Entfernung sichtbar. Bei steiler Schichtstellung werden die resistenzfähigen Schichtenkomplexe als scharfe Rippen herauspräpariert, die leichter zerstörbaren bilden tiefe Furchen. Der Abtrag (Verwitterung + Erosion), der im großen mehr nivellierend für den Jura gewirkt hat, gliedert dagegen im kleinen.

Im großen und ganzen sind die Abschrägungen der äußeren Böschungen durch Verwitterung quer zur Schichtung der Art, daß die Molasse flache Abschrägung ergibt; die Kreide bildet steile Stufen im Urgon und Valangienkalk, aber eine Einkerbung im Hauterivemergel. Der obere Malm besteht aus kompakten Kalksteinen und erträgt steile Böschungen, die kahle Felswände bilden oder bei geringerer Neigung bewaldet sind. Portlandien und Kimmeridgien geben die steilsten Wände; das hie und da etwas mergelige Sequanien bildet oft eine Waldstufe, das Rauracien ungeschichtete, hellgraue bis fast weiße steile Felswände darunter. Argovien und Oxfordien ertragen nur sanfte Böschungen, liefern Stufen und Isoklinaltälchen („Comben") und bilden gute Wiesengründe. Der Dogger erträgt wieder steilere Böschungen, innerhalb seiner verschiedenen Stufen wechselnd, rostbraun anwitternd. Im östlichen Jura spielt orographisch der weiße kompakte Rogenstein des Doggers die gleiche Rolle wie im westlichen Jura etwa das Rauracien oder Kimmeridgien. In der Landschaft sind sie oft zum Verwechseln ähnlich. E der Aare wird der Dogger stets reicher an Mergeln, so daß er nur noch sanftere Böschungen erträgt und landschaftlich mit den Liasmergeln verschmilzt, aus denen die festen Gryphäenbänke nur noch als einzelne Rippen hervortreten. Der weiche Keuper schrägt flach ab. Erst am Randen stellen sich festere Sandsteinstufen darin ein. Der Hauptmuschelkalk erträgt durchwegs steile Wände. Die Anhydritgruppe löst sicht nich selten an den Gehängen in einen Brei auf. Auf Kreide, Obermalm und Dogger ist der Boden trocken, auf Molasse, Untermalm, Lias und Keuper gibt es nasse Böden und kleine Torfmoore. Besser als viele Worte mögen einige Profilbilder das Gesagte erläutern (Taf. XXVII).

Die Steilheit der durch Verwitterung modellierten Gehänge wird aber nicht allein vom Gestein, sondern auch von der Lage der Schichten bedingt. Fallen

Verwitterungsprofile im Juragebirge.



Alb. Heim, Geologie der Schweiz.

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

die Schichten bergeinwärts, so wird die Böschung 5—10° steiler als bei horizontaler Schichtlage, am steilsten bei senkrechter Stellung. Fallen aber die Schichten bergauswärts, so wird die größtmögliche Böschung 10—20° geringer. Das Ausbrechen und Abtrennen der Bruchstücke ist eben im ersteren Falle durch die Schwere gehemmt, im letzteren stets befördert. Anschnitte quer zum Streichen verhalten sich wie bei horizontaler Schichtlage. Durch diese Variation der Maximalböschung mit der Schichtlage kommt die ungleiche Steilheit der beiden Seiten eines Isoklinaltales, die seitlich im Antiklinaltal den Zirkushintergrund oft noch übertreffende Steilheit, und bei Klusentälern in absinkenden Ketten die steilere Klusenwand auf der Seite des sinkenden, die flachere und weiter hinausreichende Anrißböschung auf der Seite des steigenden Gewölbes zustande (Schlee) — verglichen z. B. die unsymmetrischen Grundrißfiguren der Klusen von Reuchenette, Court und Moutier auf Taf. XXVIII.

2. Übersicht der Tal- und Kammarten.

(Vergl. Taf. XXVIII.)

Der Jura ist das klassische Gebiet für die Unterscheidung der verschiedenen Tal- und Kammtypen in einem Kettengebirge. An typischen Beispielen ist kein Mangel. Der Vollständigkeit halber sei folgende bekannte Übersicht notiert.

Täler im Kettengebirge.

A. Längstäler oder Longitudinaltäler.

Sie verlaufen im Streichen der Falten und Schichten annähernd stets in den gleichen Schichtzonen und sind, wenn auch durch Erosion ausgebildet, tektonisch veranlaßt und gerichtet.

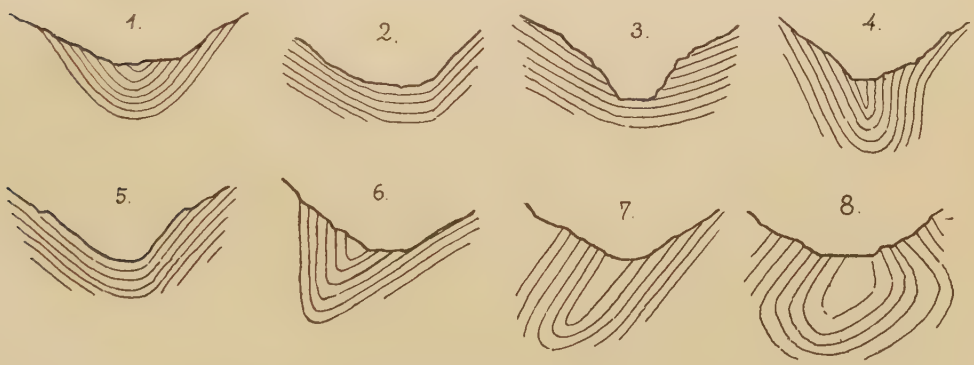


Fig. 116.
Profile durch Synklinaltäler.

I. Synklinaltäler (Muldentäler, tektonisch vorgebildete Längstäler) verlaufen in Schichtmulden zwischen Schichtgewölben (Fig. 116).

a) Synklinaltäler in aufrechten Synklinalen.

Die Schichten sinken von beiden Gehängen gegen das Tal ein. Dabei sind nach dem Verhältnis der Gehängeböschung zur Schichtneigung folgende Fälle zu unterscheiden (Fig. 116):

1. Talgehänge flacher als der Schichtfall, Faltung noch nicht durch die Erosion eingeholt,

2. Talgehänge in Schichtflächen fallend, Faltung von Erosion eingeholt.
3. Talgehänge steiler als der Schichtfall, Faltung von Erosion überholt.

Nach dem Betrag der Ausräumung des Muldenkernes:

4. Talweg auf steilen Schichten, Muldenkern nicht ausgeräumt,
5. Talweg auf flachen Schichten, Muldenkern ausgeräumt.

b) Synklinaltäler in schiefen Synklinalen:

6. Schichtlage der Mulde geometrisch synklinal,
7. Schichtlage der Mulde geometrisch isoklinal,
8. Schichtlage der Mulde geometrisch antiklinal (Fächermulden).

c) Synklinaltäler mit verschobenem Talweg (Fig. 117):

9. Verschiebung bedingt durch verschiedene Ursachen, wie ablenkende Bergstürze (Val de Travers unterhalb Noiraigues) oder glaziale Ablagerungen (Saut du Day, die Orbe nach N abgelenkt) usw.,
10. Verlassen der Synklinale durch vertikale Vertiefung bei schiefen Synklinalen (Val de Travers bei Champ du Moulin).

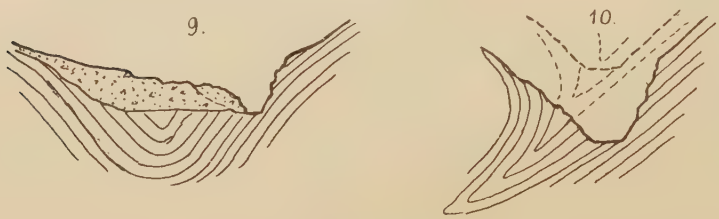


Fig. 117.
Profile durch Synklinaltäler mit verschobenem Talweg.

Ferner kann man unterscheiden nach den jüngsten, noch in der Mulde gebliebenen Schichten: Malmmuldental, Kreidemuldental, Molassemuldental usw.

II. Isoklinaltäler in Komplexen gleich geneigter Schichten.

a) Echte Isoklinaltäler liegen streichend auf den leichter verwitterbaren Schichten eines konkordanten, schief aufgerichteten, stratigraphischen Komplexes, zwischen älteren und jüngeren Schichten bei normaler Schichtfolge, ausnahmsweise auch in Komplexen verkehrter Schichtfolgen. Sie sind durch Verwitterung und Erosion bedingt, aber tektonisch gerichtet.

An der einen steileren Talseite fallen stets die Schichten bergeinwärts, an der andern gegen das Tal. An dieser letzteren sind dann — besonders im Hinblick auf die Quellbildung — folgende 3 Fälle zu unterscheiden (Fig. 118):

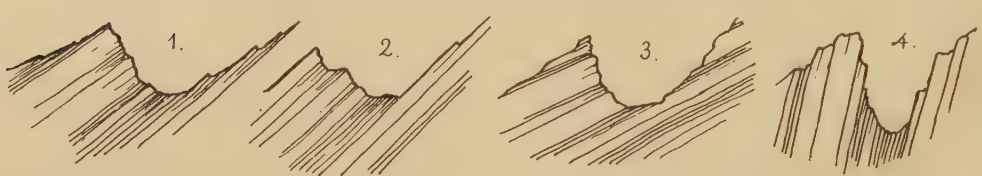


Fig. 118.
Profile durch Isoklinaltäler.

1. Schichten steiler als das Gehänge (hinabstechend),
2. Schichten parallel dem Gehänge (gleichfallend),
3. Schichten flacher als das Gehänge (herausfallend).
4. Die Isoklinaltäler gewinnen verschiedenen Charakter mit zunehmender Steilheit der Schichtlage, wobei zugleich der obige Fall 3 mehr und mehr unmöglich, Fall 1—4 die Regel wird.

b) Scheinbare Isoklinaltäler entstehen in isoklinalen Mulden oder auf isoklinalen Gewölben. Sie sind isoklinal nach der geometrischen Schichtstellung, allein sie sind nach der stratigraphischen Schichtfolge den Synklinal- oder Antiklinaltälern zuzurechnen und in ihrer Entstehung tektonisch veranlaßt und durch Abtrag geschaffen (Fig. 119).

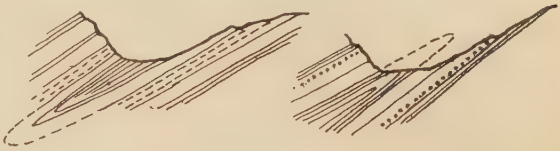


Fig. 119.
Profile durch scheinbare Isoklinaltäler.

III. Antiklinaltäler (Fig. 120). Die Schichten fallen vom Talweg beidseitig ab, also an beiden Gehängen bergeinwärts. Das Tal steht in vollem Gegensatz zum inneren Bau, der einem Gewölberücken entspricht. Es liegt in 1. aufrechter, 2. schiefer, 3. überliegender Antiklinaltale. Ferner Antiklinalweg denudiert („aufgerissen") bis auf den unteren Malm, Dogger, Lias oder Trias.

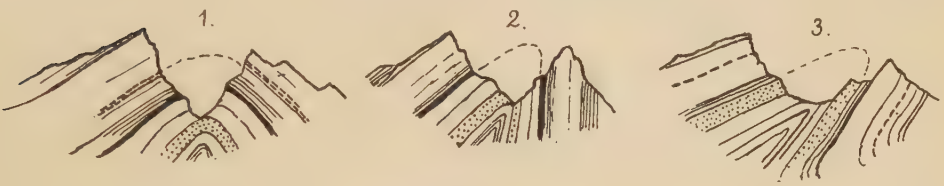


Fig. 120.
Profile durch Antiklinaltäler.

B. Quertäler oder Transversaltäler (Taf. XXVIII).

I. Erosionstäler:

a) Fluß präexistent oder rückwärts erodiert, Tal die Kette ganz durchschneidend, Klusen- oder Durchbruchtäler;

b) Kette durch Rückwärtserosion angegriffen mit Trichter oder Zirkus als Talschluß, Flankentäler.

II. Dislokationsquertäler veranlaßt durch die Transversalverschiebungen, ausgearbeitet durch Erosion. Grabenbruchtäler gibt es im Kettenjura nicht.

Kämme im Kettengebirge.

Die heutigen Berge bedeuten nur noch die Reste, welche zwischen den Erosionswegen erhalten geblieben sind. Das Gebirge bedingte die Täler, und die Täler bedingen die Berge. So entsprechen den verschiedenen Taltypen auch folgende Berg- oder Kammtypen:

A. Längskämme:

I. Antiklinalkämme; Schichten vom Kamme beidseitig abfallend, Formung durch Faltung und Herausschälen durch Abtrag, je nach Faltungsart aufrecht, schief oder liegend, je nach Abtrag auf dem Kamme ältere Schichten in Rippen oder jüngere Schichten sattelförmig (Fig. 121).

Durch Verwitterungsabtrag in der Rückenregion denudiert bis auf Portland, Kimmeridge, Sequan, Argovien, Dogger, Lias, Trias. Alle im Kettenjura ganz gewöhnlich.

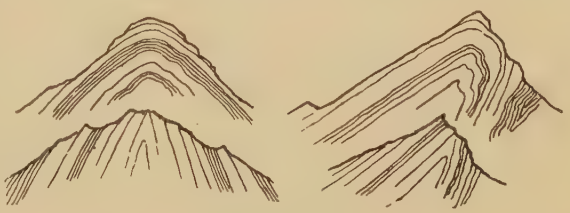


Fig. 121.
Antiklinalkämme.

II. Isoklinalkämme; beiderseits parallelen Schichtfall, entstanden als Abtragsrest resistenzfähiger Schichtkomplexe in Faltenschenkeln, tektonisch veranlaßt, im Jura sehr

häufig. Der Kamm kann durch Kreide, Malm, Dogger, Muschelkalk gebildet werden. Die Schichten sanft geneigt, steil, senkrecht oder gar überkippt (Fig. 122).

III. Synklinalkämme; innerer Bau und äußere Form in vollem Gegensatz, die Kammlinie auf Synklinale. Im Jura selten (Waldhütte und Humbelbergli bei Waldenburg, Rehag Prof. 5 auf Taf. XXII, in den Alpen häufig, Fig. 123).

Fig. 122.
Isoklinalkämme.

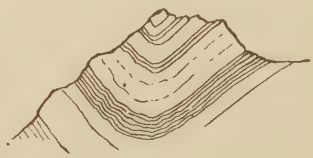


Fig. 123.
Synklinalkamm.

B. Querkämme; innerer Bau und äußere Form gegensätzlich gerichtet, als Erosionsrest zwischen 2 Quertälern geblieben. Im Jura nur im kleinen vorhanden, in den Alpen sehr ausgebildet.

Alle diese Gestalten sind in einer großen Mannigfaltigkeit und zahlreichen hier nicht angedeuteten Unterarten zu beobachten.

3. Ausbildung und Verteilung der verschiedenen Längsformen im Juragebirge.

Fast alle den Jura betreffenden Bände der „Beiträge".
A. Foerste, The drainage oft the Bernese Jura. Proceed. Boston Soc. Nat. 1892.
Fr. Machacek, Der Schweizer Jura, Petermanns Mitt. 1905.
E. de Margerie, La structure du Jura, Actes Soc. helv. Sc. nat. Lausanne 1909.
Schlee, Zur Morphologie des Berner Jura. Mitt. d. geogr. Ges. Hamburg 1913.

I. Die Mulden- oder Synklinaltäler im Juragebirge springen zuerst in die Augen, abgesehen vom östlichen Teile, wo sie isoklinal zerdrückt sind. Meistens enthalten sie einen Muldenkern von Molasse oder Kreide. Seltener finden wir sie bis auf den Malmkalk ausgespült. Sie liegen geschlossen, ohne tektonisch gegebenen Ausweg im Innern des an seinen Enden komprimierten Faltenbüschels, und sie haben geringes, oft in der Richtung schwankendes Gefälle. Viel größer ist das Gefälle in der Querrichtung des Gebirges. So ist es gekommen, daß die Synklinaltäler von den Hauptflußläufen zwar vielfach streckenweise benutzt werden, daß aber die Abfuhr der Niederschläge aus dem Juragebirge hinaus durch Quertäler besorgt wird. Die Synklinaltäler erscheinen in hydrographischer Hinsicht meistens als die Nebentäler; sie sind es aber, in welchen Raum für größere industrielle und landwirtschaftliche Ansiedelungen gegeben ist. In den Quertälern haben sich an stärkeren Gefällen einzelne Wasserkraft verbrauchende Industrien angesiedelt, allein für die Entwicklung von Dörfern ist der Raum dort in der Regel zu eng.

In Gebieten enger Drängung der Ketten kann es vorkommen, daß die Erosion gewissermaßen nicht mehr herausfindet, was Antiklinale, was Synklinale und was Isoklinalzone ist. Sie kann dann zwei Isoklinaltäler beiderseits einer Mulde so vertiefen, daß die Mulde dazwischen schließlich zum Kamme wird, so daß die Orographie

sich in direktesten Gegensatz zur Tektonik stellt. Kleine Stücke von Synklinalkämmen sind im Jura nicht selten, ausgeprägte, kräftige Muldengräte aber gibt es nur sehr wenige. Der Thurberg NE Beinwil, 981 m, ist ein kleiner, mit Tertiär gekrönter Synklinalkamm. Den größten, bedeutendsten des Jura, die 13 km lange Kette S Waldenburg haben wir schon (S. 656/57) beschrieben.

II. Die Isoklinaltäler sind sehr verschieden stark ausgebildet. Sie kommen vor in Form von bloßen Gesimsen oder untiefen Furchen ohne Wasserlauf — dann nennt man sie im Jura meist „Combes" — bis zu größeren Tälern, die Wiesen und Höfe oder Weiler, sogar Felder und Dörfer enthalten. Nach dem Schichtenkomplex, der ihren Boden bildet und sie veranlaßt hat, könnte man sie weiter in Typen zerlegen, wie:

Argoviancomben. Solche sind im Aargauer Kettenjura und im Hauensteingebiet reichlich entwickelt. Beispiele: Helfenbergtal und Dürstel bei Langenbruck, auf der Weißensteinkette Nesselboden, Hinterer Weißenstein (Hof), Krutliberg, Schauenburg, Stahlberg und oberer Grenchenberg.

Oxfordiencomben sind in den Umgebungen von Delsberg ausgezeichnet entwickelt. Die antiklinalen Doggerrücken der Rangierskette, der Movelier- und Buebergkette sind beiderseits durchweg von Oxfordcomben begleitet (Combe du Loup, Große Fin, Welschmatt, Dabrunnen usw.). Ebenso fehlen die Oxfordcomben nirgends im Gebiet zwischen Delsbergerbecken und Freibergen. Stets sind sie dort auf der Außenseite von mächtigen Rippen weißer Rauracienkalke begleitet, ebenso südlich Choindez von Lagarde bis Château de Reymond-Pierre usw.

Die Opalinuscomben sind im allgemeinen schwach ausgeprägt. Man kann sie immerhin hie und da erkennen, so z. B. in dem Antiklinalgebiet östlich Bellerive.

Die Liascomben verschmelzen in der Regel mit den Keupercomben. Als Beispiel gehört hierher der orographische Muldenzug zwischen dem Muschelkalk und dem Dogger der Brandungskette mit den Weilern: Wisen, Reisen, Muhren, Schmutzberg, Neuhaus, Kilchzimmer, Schöntal — alle im Hauensteingebiet.

Die Betrachtung der Isoklinalkämme ist untrennbar von derjenigen der Isoklinaltäler, denn zur Bildung beider gehört sowohl ein relativ leicht verwitterbarer Schichtenkomplex als auch ein ihn begleitender resistenzfähiger. Das Isoklinaltal liegt in leicht verwitterbaren Schichten zwischen resistenzfähigen; der Isoklinalkamm ist aus resistenzfähigen Gesteinslagern gebildet, die zwischen leichter zerfallenden liegen. Alle Ausbildung von Isoklinaltälern wie Isoklinalkämmen ist Resultat der Denudation, die durch die Tektonik nur geleitet ist, und jedes Isoklinaltal erzeugt auf der Außenseite des Gewölbes einen begleitenden Isoklinalkamm.

Aus Obermalm finden wir nur wenige kräftige Isoklinalkämme im E-Jura; Beispiel: Lägern in normaler und der Gegenschenkel Steinbuck in überkippter Lagerung. Gegen W werden Obermalm-Isoklinalkämme häufiger und ausgeprägter: Schloßberg von Aarburg, Lehnfluh und Rechburg bei Oensingen; Stierenberg, Kamben, Balmfluh, Gitzifluh, sämtliche am Weißenstein; dann Hasenmatt (1447 m Kimmeridge), Chasseral (1609 m Sequan), Suchet (1591 m), Aiguille de Baulmes (Sequan), Mont Damin usw. Im mittleren Juragebirge werden die Malmkalke besser herauspräpariert, so daß sie oft als gewaltige Randkanten die Gewölbe beiderseits flankieren.

Aus Untermalm (Rauracien) sind zahllose isoklinale Rippen im Jura westlich der Hauensteinregion gebildet. Beispiele: Titterten (907 m) E Erschwil; Gebiet des Delsbergerbeckens: die Velleratkette hat einen von einigen Quertälchen zergliederten, scharf modellierten Nordrand aus Rauracien (sehr gut sichtbar auf Taf. XXVI links vorne). Die Hauptkette (Rangierskette) ist von isoklinalen Rauraciencämmen durchzogen: Roche de Beauregard N Delsberg, Vorbourg, Roc de Courroux, Rognemaison, Les Combattes, N-Rand der Kette bis Soyhières usw.

Das Sequanien kann zum Isoklinaltal ausgewittert sein. In diesem Fall bildet der Malm dann oft zwei Isoklinalkämme; der eine besteht aus Portlandien und Kimmeridgien, der andere liegt zwischen Sequanien und Oxfordien und besteht aus den Riffkalken des Rauracien. Beispiele: S-Rand des Antiklinaltales von Montaluet in der Moronkette, Umgebungen von Soulce in der Velleratkette.

Der Dogger bildet im Ostjura die prägnantesten Stufen und Isoklinalkämme aus Hauptrogenstein. Solche lassen sich in unseren Profilen erkennen. Beispiele: Gislifluh, Homberg, Achenberg, Wasserfluh, Brunnenberg, Geißfluh, Gugen, Wallmattberg, Burgfluh, Frohburg-Hegiberg, Schmutzfluh, Homberg, Bölchenfluh, Dürstelberg, Helfenberg, Gerstelfluh und Richtifluh bei Waldenburg.

Gegen W nimmt mit dem Rogenstein die Prägnanz der Doggerkämme ab. Die Dalle nacrée bildet nur unbedeutendere Rippen. Immerhin fehlen auch westlich vom Hauensteingebiet die Doggerisoklinalkämme nicht. Beispiele: Zingelberg-Rothefluh NE Beinwil, Geißfluh und Regensberg S Zullwil, Tichberg (926 m) E Erschwil, Gräte beiderseits Hautes Roches zwischen Oxfordcomben und Lias W Bellerive.

Der untere Dogger (z. B. Bathienmauer bei Forges d'Undervelier) und der Lias bringen es wohl hie und da in ihren festeren Bänken in der Modellierung zu Rippen und Gesimsen, allein nicht zu nennenswerten Isoklinalkämmen. Der Keuper ist als ganzes leicht zerfallend. Erst der Hauptmuschelkalk läßt sich wieder als mächtiger Kamm herausschälen. Die Gelegenheit dafür ist freilich einzig in der Brandungskette, besonders des Hauensteingebietes gegeben. Hauptmuschelkalk-Isoklinalkämme sind Leutschenberg, Fluhberg, Wisenberg, Walten, Wengen, Hohestelle, Dielenberg, Windenberg, Dünnlenberg.

Im SW-Jura finden sich vereinzelt auch Isoklinalkämme aus Kreideschichten. Solche krönen die Kante des Vuache und des Salève.

Zusammenfassend bleibt bezeichnend, daß die das Landschaftsbild beherrschenden Kämme des Juragebirges im Ostjura im Strich der Brandungszone aus Muschelkalk, in den südlich angestoßenen Ketten aus Hauptrogenstein bestehen. Im Gebiet westlich von Dünnern und Hohe Winde gibt es keine Muschelkalkkämme mehr, und die Dogger-Isoklinalkämme werden spärlich und untergeordnet, während die Malmkalke nun die Gratbildner sind und der Dogger mehr nur noch als Gewölberücken dazwischen auftritt. Westlich Biel finden sich keine Doggergräte mehr; alle Kämme werden aus Malmkalken gebildet.

III. Antiklinaltäler und Antiklinalkämme. Diese beiden Formen sind wieder völlig aneinander gebunden. Die Antiklinaltäler sind eingegraben in die Antiklinalkämme. Antiklinalkämme, deren Scheitel aus Kreide bestehen, gibt es im Jura keine mehr; überall greift der Abtrag tiefer. Man könnte unterscheiden:

Kämme mit erhaltenem Portlandrücken, solche mit erhaltenem Kimmeridgerücken, mit eben noch erhaltenem Sequanrücken oder Rauracienrücken, Abtrag entblößt bis auf das Doggergewölbe (Beretenkopf bei Langenbruck, Röthifluh-Weißenstein u. a.), oder, einzig in der Brandungszone, Kämme aus liegend aufgeschobenen Muschelkalk-Gewölbekernen (Wisenberg usw.). Ferner könnte man symmetrisch herausgeschälte Antiklinalrücken und unsymmetrische Kettenruinen einander gegenüberstellen. Die ersteren haben meistens einen zylindrisch gerundeten, glatten Rücken aus durchlässigem, festem Gestein, voll Versickerungslöcher oder Karren; die letzteren bilden schärfere Gratlinien, sind indessen im Jura auch arm an Einkerbungen.

Für alle diese Arten der Antiklinalkämme bieten sich im Juragebirge Beispiele in Menge. Wo die Antiklinaltäler von einem Quertal ausgehen, sind sie Nebental des Durchbruchtales. Wo sie sich nur von dem Einriß in einem Faltenschenkel aus entwickelt haben, gehören sie zu den Flankentälern.

Es ist eine Tatsache, daß die Antiklinaltäler oft da auftreten, wo die Gewölbe am mächtigsten aufgestaut sind. Diese Regel galt in der Zeit der Unterschätzung der Denudation als Beweis für direkt tektonisches Aufreißen. Sie hat aber viele Ausnahmen. Bei mechanischem Aufreißen auf der Strecke größter Aufwölbung hätten geschlossene klaffende Spalten mit Versickerung des Regenwassers entstehen müssen. Dem entgegen sind alle Antiklinaltäler an einen ausführenden Talweg bergwärts angegliedert. Aufwärts endigt ihr Talweg oft plötzlich mitten im Gewölbe mit einem Halbtrichter („Talschluß", „Zirkus"), der entstanden ist durch Verwitterungsabschrägung nach dem Exportpunkte des Schuttes durch das gesammelte Wasser und stetig nach Art eines Wildbachzirkus rückwärts wandert. Dort im Hintergrund des Zirkus sieht man die Schichten als zusammenhängendes Gewölbe ohne Longitudinalrisse über die ganze Breite des Antiklinaltales geschlossen. Das Gewölbe über den Antiklinaltälern ist also nicht aufgerissen, sondern durch Verwitterung und Erosion entfernt worden (Taf. XXVIII). Daß so oft die Gewölbe gerade in ihren stärksten Partien in Antiklinaltäler „aufgerissen" erscheinen, erklärt sich dadurch, daß die höchsten Aufwölbungen eben zuerst, am stärksten und am längsten, der Denudation preisgegeben waren. Hat die Denudation erst den mächtigen Panzer des oberen Malm durchbrochen, so arbeitet sie nachher im Argovian oder Oxfordmergel viel rascher. Dadurch wird das feste obere Gestein untergraben und bricht in seiner Maximalböschung nach. Die Ausspülung von dessen Trümmern geschieht auf der mergeligen tonigen Grundlage um so leichter, als hier das Wasser nicht versiegt, sondern sich zum spülstarken Bache sammelt. Genau das gleiche wiederholt sich in tieferem Niveau im inneren Teil des Gewölbes, wenn die festeren oberen und mittleren Doggerschichten durchbrochen sind und das ausspülende Wasser abermals eine Basis in den Opalinustonen oder im Liasmergel gewinnt. So schachtelt sich ein Zirkus in den andern, ein Antiklinaltal in das andere ein, so daß die Stufung durch die ungleich resistenzfähigen Schichtkomplexe sich auch im Längsprofil mancher Antiklinaltäler zeigt. Die Antiklinaltäler sind also wohl in der Erscheinung ein großer Gegensatz zum Antiklinalkamm, in der Entstehung aber sind sie nur ein vorgerücktes und voraneilendes Denudationsstadium des Kammes. Hier ist der Fluß nicht präexistent.

Wohl aber sind viele antiklinale Talstücke durch einen präexistenten Querfluß veranlaßt, indem auf leicht verwitterbaren, dort zuerst entblößten Kernschichten eines Gewölbes die Erosion seitlich im Streichen weiter gegriffen und sich ausgebreitet hat.

Auch bei den Antiklinaltälern gibt es viel lokale Mannigfaltigkeit nach Symmetrie oder Unsymmetrie des Baues der beidseitigen Gehänge, nach orographischer oder stratigraphischer Tiefe des Talweges, nach Länge, nach Selbständigkeit oder Zusammengehörigkeit in einen größeren Talzug. Alle Antiklinaltäler besitzen einen ausführenden Talweg. Derselbe geht entweder direkt in ein großes Quertal, oder er besteht in einem kurzen Durchbruch durch die eine Flanke des Gewölbes nach der anliegenden Mulde hinaus. Im letzteren Falle war oft der Flankenangriff vom Muldentale aus die Ursache zur Entstehung des Antiklinaltales, indem von dessen Einschnitt bis in eine leicht verwitterbare Kernschicht hinein dann das Rückwärtsgreifen streichend beiderseits auf der Antiklinale erfolgte, so daß ein Antiklinaltalpaar, symmetrisch sich verlängernd, jedes mit Zirkustalschluß entstand.

Die Antiklinaltäler im Jura sind niemals große, lange, ausgeprägte Tallinien, sondern immer nur kürzere Strecken, die gegenüber andern als Nebentäler erscheinen (Taf. XXVIII). Hie und da verschmelzen mehrere Antiklinaltalstücke zu einer Talzone mit Sätteln und mehreren Querauswegen.

Antiklinaltäler des Juragebirges sind: Talmulden E Baden bis Gipsbrüche Ehrendingen, 3 km lang; antiklinaler Sattelzug Bretzwil—Zullwil—Erschwil—Bärschwil, ca. 15 km lang, verschiedenen Flüssen angehörig; verschiedene Talstücke in der Paßwangkette: Billstein—Wiechten 4 km, Berschwang—Hohe Winde 6 km, letztere Strecke ebenfalls verschiedenen Flüssen zugehörig; nördlich am Bettlachstock Weißensteinkette 3 km; Hautes Roches N Moutier 3 km; Coulou W Moutier 1,5 km; Montaluet S Souboz 3 km; E und W Bellerive je ca. 2 km lange antiklinale Talaustiefung als Seitentäler der Birs; bei Soubey am Doubs tangiert eine Antiklinale auf ca. 3 km Länge den Fluß; das Tal des Tabeillon ist auf 2 km Länge Antiklinaltal, und andere mehr.

Die ersten Beispiele beruhen alle auf einem Rückwärtstasten der Erosion auf einer Antiklinale von irgendeinem Angriffspunkt aus. Bei den beiden letzteren ist der Fluß schon vor der Antiklinale da gewesen und das Treffen auf eine Antiklinale war eine Art Zufall.

Isoklinaltäler, besonders die Comben im Mittel- und Westjura und durchweg die Antiklinaltäler des Juragebirges stehen erst in ihren Anfängen. Sie sind bis heute noch nicht über die Jugendformen hinausgekommen. Je weiter der Abtrag vorschreitet, um so mehr Bedeutung werden sie erlangen. Im Juragebirge der Zukunft werden die Ketten zu bloßen Rippen zwischen ähnlich ausgebildeten langen und breiten, synklinalen, isoklinalen und antiklinalen Längstälern abgetragen sein.

4. Quertäler (Klusen, Zirkus) und Querkämme des Juragebirges.

Wir sind schon in obiger Betrachtung auf den Talzirkus gekommen, weil er auch als oberes Ende von Längstälern auftritt. Der jurassische Talzirkus, den man früher mit dem Vulkankrater in Parallele gesetzt hat und den noch Studer mit den Mondkratern verglich, ist ein rein und ungestört durch Verwitterungsabschrägung nach der obersten Exportationsstation eines Erosionstales entstandener

Alb. Heim, Geologie der Schweiz. Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

AUS DEM BERNER-JURA.

1 : 150000.

Reproduktion nach der eidgenössischen topograph. Karte in 1 : 100000.

Halbtrichter, der überall als „Talschluß“ eines Erosionstales bei günstiger horizontaler oder sanft gebogener Schichtlage sich bilden kann. Er ist die Sammelnische eines Wildbaches, in überraschender Regelmäßigkeit gebildet — die klarste Erosions- und Abwitterungsgestalt, die man sich denken kann! Er erscheint im Talschluß von Antiklinaltälern als Halbtrichter und im Talschluß von Quertälern, die erst eine Flanke eines Gewölbes durchschnitten haben, oft ausgebildet als Trichter von über drei Viertel Kreisumfang. Bei durchgehenden Quertälern (Durchbruchstälern) ist zwar jederseits des Flusses ein Gewölbeanschnitt entstanden, der zunächst nicht trichterförmig ist, wohl aber durch Ausweitung im Streichen sich trichterförmig entwickeln kann und im Grundriß wie ein Kreistrichter mit zwei einander gegenüberstehenden Kerben aussieht. Das ist die Kluse. Der Zirkus kann sich zur Kluse und die Kluse zum Zirkus entwickeln. Der primär trichterförmige Talzirkus tritt stets, bergwärts anschließend an Erosionsfurchen, als eine Art „Talschluß“ auf.

Völlig dem Faltenbau zum Trotze führen die Quertäler, Klusen oder Durchbruchstäler das Wasser mit Überwindung der Ketten und des Schichtstreichens aus dem Gebirge hinaus. Die alte Auffassung, daß erst die Gebirge entstanden und dann nachher das Wasser gekommen sei, sie zu durchfurchen, führte auf die Theorie der Überlauftäler und der Querspaltentäler. Schon Rütimeyer und dann Heim („Mechanismus“ Bd. 1 S. 311 usw.) zeigten die Unhaltbarkeit der Spaltentheorie für die alpinen wie jurassischen Klusen. Bei fast allen ist keine besondere Querkluft vorhanden, und wenn man alle Klusen schließen, das Gebirge aber im übrigen unverändert ließe, so würde das Wasser ganz andere Abflußwege um die untertauchenden Enden der einzelnen Falten herum über die Faltenablösungen aufsuchen. Die Klusen können also nicht durch die jetzige Gebirgsgestalt bedingt sein. Immer mehr kamen die Gesichtspunkte der Rückwärtserosion und besonders der Präexistenz der Flußläufe zur Anerkennung. Indessen gibt es tatsächlich im Jura auch Querbrüche, die horizontalen Transversalverschiebungen, die zu ganz besonderen Quertälern geführt haben.

Die Kluse. Im Jura heißt jedes Quertal, das eine Kette durchsetzt, Kluse, weil beim Durchgang durch resistente Schichtkomplexe die Quertäler in der Regel völlige Engpässe, „Verschlüsse“, „Klusen“ werden. Bei den großen Erosionsklusen des Jura finden wir bei symmetrischem Gewölbebau völlig symmetrisch an beiden Gewölbeflanken als engen Eingang in die Klusen den Durchschnitt durch die oberen Malmkalke. Dann folgt etwelche Ausweitung im Argovien und Oxfordien, Einengung in den Doggerkalken, und dann im Liaskern, wenn ein solcher in den Talweg hinaufreicht, wieder eine Ausweitung. Der Grad der Schichtresistenz spricht sich meistens viel stärker im Wechsel von Einengung und Ausweitung aus, als im Gefällwechsel. Es gibt alte fertige Klusen, die keine Stromschnellen mehr aufweisen, sondern völlig ausgeglichenes Gefälle haben. Andere, weniger vollendete, enthalten im ganzen stärkeres Flußgefälle, und oft ist dasselbe deutlich gestuft, flach in den mergeligen und tonigen Schichten, steiler in den festen Kalken. Bei fast allen Klusen entsprechen sich die linke und rechte Talseite vollständig, und der Gewölbebau der durchschnittenen Kette ist wunderbar bloßgelegt, in der steilsten Böschung auf der Seite des axial absinkenden, weniger steil nach dem aufsteigenden Gewölbescheitel hin.

Der oft gehörte Ausspruch, im Jura seien alle Längstäler von geringerem, alle Quertäler von viel größerem Gefälle, ist nur sehr bedingt dann richtig, wenn wir die Längs- und Querstücke ein

und desselben, zusammengehörenden, größeren Talweges untereinander vergleichen. Oberläufe von Längstälern, wie z. B. das Tal von St. Imier oberhalb Villeret, das Längstal von Grandval nach Moutier und viele andere, haben größeres Gefälle als z. B. das Quertal Delémont-Soyhières. Der Umstand, daß das Gefälle des Talweges mit der Bedeutung und Stärke des Flußlaufes und dem Alter des Talweges abnimmt, zeigt wiederum, daß Erosion der Hauptfaktor der Talbildung ist.

Folgende Zahlen zeigen Regel und Ausnahme.

Gebiet der Birs:		
Längstal von Tavannes bis Court	7,18‰	Gefälle
Kluse von Court	30,0 ‰	„
Längstal Grandval—Moutier	21,0 ‰	„
Klusen Moutier—Courrendelin	12,0 ‰	„
„ von Undervelier	46,0 ‰	„
Kluse Delémont—Soyhières	1,3 ‰	„
Lauf der Suze:		
Längstal oberhalb Villeret	14,6 ‰	„
„ unterhalb „	6,83‰	„
Klusen Reuchenette—Bözingen	32,0 ‰	„
Lauf der Aare:		
Längslauf oberhalb Aarburg	1,36‰	„
Kluse durch den Born	1,3 ‰	„
Längslauf Olten—Wildegg	ca. 1,6 ‰	„
Quertal Wildegg—Brugg	1,4 ‰	„
Kluse der Reuß durch den Kettenjura	2,0 ‰	„

Wenn wir in allen Fällen die Entstehungsart feststellen könnten, würden wir wohl am richtigsten in Ergänzung des Schemas von S. 661 die Juraquertäler einteilen wie folgt:

I. Quertäler durch reine Erosion entstanden.

a) Fluß älter als Bergkette, Durchbruch- oder Klusental. Der Fluß hat sich während der Gebirgsfaltung gleichzeitig mit der Aufstauung der Falte fortwährend eingeschnitten. Der Querschnitt kann senkrecht oder auch schief zum Streichen verlaufen, er durchschneidet die ganze Kette. Gefälle im Quertal oft schon gut ausgeglichen, Anschnitte der Ketten nicht ausgeprägt trichterförmig.

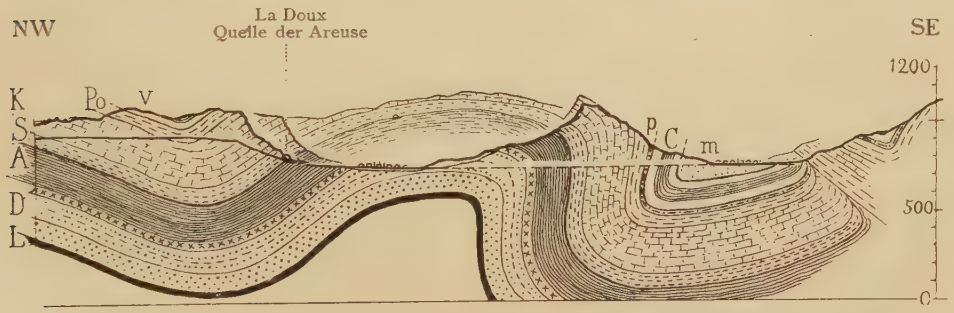
b) Bergkette älter als Fluß, Flankental. Die Bergflanke ist nach ihrer ersten Entstehung von einer Erosionsrinne angegriffen worden, und durch Rückwärtseinschneiden ist in die Kette ein Quertal mit trichterförmigem Oberende eingedrungen.

1. Erst der eine Schenkel des Gewölbes ist durchschnitten. Resultat: Rundkessel im Gewölbe mit Querausfluß (Volltrichter-Halbkluse); Übergang in Antiklinaltal mit beiderseits je einem Halbzirkus als Talschluß durch streichende Ausbreitung der Rückwärtserosion im Gewölbe.
2. Die ganze Kette ist durchschnitten und eventuell das unterirdische oder auch noch das oberirdische Wasser des hinterliegenden Längstales in den Quereinschnitt als Kraftzuwachs abgelenkt. Resultat: Ganzkluse aus zwei Halbtrichtern meistens noch mit Stromschnellen.

Da die Erosion in der steilsten Böschung am besten arbeitet, haben 1 und 2 ihren Talweg meist rechtwinklig zum Streichen ertastet.

II. Quertäler durch Transversalbrüche veranlaßt.

Hochtal von Les Verrières — St. Sulpice — Val de Travers Buttes



m = Molasse	Urgonien	Po = Portlandien	durchlässig	A = Argovien, undurchlässig
C = Kreide	Hauterivien	K = Kimmeridgien		D = Dogger
P = Purbeck	Valangien	S = Sequanien		L = Lias

DER ZIRKUS VON ST. SULPICE

mit La Doux, der Quelle des Areuse-Flusses, 799 m ü. M.

Kartenbild 1:50000
Profil 3:125000

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

Es gibt im Jura kaum andere, tektonisch bedeutende Transversalbrüche als diejenigen mit Horizontalverschiebungen. Sie haben oft Mulden vor die abgescherten Gewölbe gestellt und so dem Wasser einen Weg ausbiegend um die abgescherten Gewölbe, einbiegend in die abgescherten Mulden gewiesen. Das Bezeichnende bei diesen Quertälern ist im Jura: schiefe Lage zum Schichtstreichen, linke und rechte Seite ungleich.

I. Quertäler durch reine Erosion entstanden.

Kluse und Zirkus. Die Quertäler der Gruppe I sind überall leicht von denen der Gruppe II zu unterscheiden, dagegen ist die Unterscheidung zwischen a und b der ersten Gruppe oft unsicher. Die Quertäler, entstanden nach a, sind im allgemeinen diejenigen längerer Flußläufe, wo mehrere Klusen dem gleichen Talweg angehören und einzelne schief zum Streichen gehen, das Gefälle eher ziemlich ausgeglichen und im Kern der Kette der Talgrund manchmal schon flach verbreitert ist. Bei b handelt es sich oft um kürzere Flußläufe und um steilere Gefälle, beides entsprechend ihrer im ganzen jüngeren Anlage. Die zirkusförmigen Talschlüsse kommen als Volltrichter bei unfertigen Quertälern und als Halbtrichter oder Talschlüsse bei den antiklinalen Längstälern vor, die fast immer von Quertälern ausgehen. Die Trichter (Cirques) können Anfangsstadien der rückwärtswandernden, quertalbildenden Erosion oder Folgestadien der Quertäler in der Streichrichtung sein. Im ersteren Falle sind sie volle Talschlüsse von unvollendeten Quertälern (nur ein Schenkel des Gewölbes durchschnitten), mit Wasserabfluß quer zum Streichen; im letzteren Falle sind sie manchmal einzelne, manchmal paarige Talschlüsse von in streichender Verlängerung begriffenen Antiklinaltälern mit Abfluß zunächst im Streichen. Alle Stadien für diese Zusammenhänge lassen sich finden.

Verschiedene Ausbildung der Klusen (Fig. 124). Im schweizerischen Kettenjura zählen wir ungefähr 55—60 Klusen. Viele derselben sind in langen Flußläufen vereinzelt, wie z. B. die Kluse der Limmat bei Baden durch die Lägernkette oder der Aare (Aarburg—Olten) durch den Born, andere sind in Talwegen aneinander gereiht. Manche Ketten werden von mehreren verschiedenen Flüssen durchbrochen. Die Klusen sind oft landschaftlich großartige Erscheinungen und selbst ohne geologische Untersuchung schon auf den ersten Blick als Querdurchschnitte durch Gewölbe verständlich. An beiden Eingängen der Kluse steigen die Schichten wie steile oder senkrechte, oft mit Burgruinen gekrönte Mauern empor, biegen in gewaltigem Bogen als geschlossenes Gewölbe von der einen Flanke zur anderen oben flach hinüber, und die Kernschichten des Gewölbes folgen in konzentrischen engeren Zylinderschalen. Wo die widerstandsfähigsten Gesteine die Kluse kreuzen — gewöhnlich am Eingang und Ausgang —, ist die Kluse am engsten. Die Klusen sind leider fast immer zu eng, als daß sich für bildliche Wiedergabe gute Standpunkte finden ließen. Man muß sie durchwandern!

Beispiele von Klusen. Als die schönsten überraschendsten Klusen sind zu nennen: St. Sulpice (Tafel XXIX), Kluse von Reuchenette, Court, Moutier, Choindez, Bellerive, unterhalb und oberhalb Undervelier, unterhalb Vermes, N Gänsbrunnen, Oensingen, Mümliswil, Olten-Aarburg. Diese alle dienen tief eingeschnittenen Talwegen.

Fig. 124.

Die Flußsysteme im mittleren und östlichen Jura.

a) Die Entstehung nach der Formel: Flußlauf präexistent gilt zweifellos oder sehr wahrscheinlich bei folgenden Quertalstücken:

Durchbruch der Limmat durch die Lägernkette bei Baden mit engem Ein- und Ausgang und sehr schöner Talerweiterung im Gewölbekern. Weiter westlich Durchbruch der Reuß bei Birmensdorf und der Aare bei Schinznach-Bad, alle drei durch die gleiche nördliche Randkette. Das Quertal durch die gleiche Kette zwischen Reuß und Aare bei Hausen hat nur noch einen schwachen, nicht entsprechenden Bach; es ist ein verlassenes Klusental. Hierher gehört ferner zweifellos die Kluse der Aare von Aarburg bis Olten durch die Bornkette. Steiler Südschenkel mit Talenge und sehr malerischer Lage des Städtchens und der alten Festung Aarburg; Talverbreiterung im Kern, schwacher Schichtfall im N-Schenkel.

Der Birslauf wird von allen Juraforschern heute in der Hauptsache als präexistent angenommen. Er enthält im ganzen acht Klusen: Pierre pertuis, eine unvollendete Kluse, dann Cluse de Court, Moutier, Roche, Choindez, Bellerive, S Liesberg, S Laufen, Grellingen. Auch Nebenflüsse der Birs sind in dieser Gruppe zu nennen: Die Lüssel entwindet sich in bogenförmigem Lauf aus dem Faltenknoten nördlich der Hohewinde heraus in wenigstens fünf aneinander gereihten Kettendurchbrüchen. Der aus der Gegend von Montfaucon kommende Tabeillon durchschneidet die Velleratkette so schief, daß er auf etwa 8 km Länge Antiklinaltalfluß ist. Die Sorne sammelt die Bäche der Längstäler und führt sie durch zwei prachtvolle Doppelklusen, je ein Haupt- und ein Nebengewölbe querend.

Der Doubs mit seinem komplizierten Lauf schneidet Gewölbe oft longitudinal an, dann wieder quert er Gewölbe und Mulden. Auf der Länge seines Laufes bis dort, wo er bei Pont de Roide den Kettenjura verläßt, zählen wir mehr als ein Dutzend Gewölbedurchschnitte. Nicht alle haben typische Klusenform. Es sind folgende Stellen: N Rochejean, Fort Joux, S Pontarlier (Querbruch), oberhalb Les Brenets, Biaufond N Chaux-de-Fonds, NW Saignelégier, Soubey, Ste. Ursanne, Vaufrey, Soulce, St. Hippolyte, Pont de Roide. Nachher folgen noch Beaumes-les-Dames, Besançon und einige kleinere.

Die Areuse hat den prachtvollen Kessel von St. Sulpice im Malmont-Gewölbe ausgespült (Tafel XXIX). Er ist ein Quellkessel, eine Zwischenform, auf welcher ein prachtvoller Zirkus in seiner Entwicklung zur Kluse steht. Das rückliegende Tal von Les Verrières mit früherem SW-Talweg ist noch 200 m höher geblieben. Dort oben versiegt im NE-Teil das Wasser in Trichtern. Der NW-Kesselrand ist noch nicht zur Kluse vertieft; er besitzt nur eine jetzt trockene Kerbe, die vielleicht als glaziale Abflußrinne entstanden ist. Am Fuße der Steilstufe, 250 m unter dem dortigen Kesselrande bricht La Doux, die Quelle der Areuse, aus Sequankalken auf Argovienmergeln hervor. Der Kesselgrund von St. Sulpice und das Hochtal von Verrières sind reichlich mit Moränen überschüttet. Außer der trockenen verbindenden Rinne hat der Gletscher die jurassisch typische Klusenform nicht gestört. Weiter unten an der Areuse, unterhalb Travers, folgt die Kluse von Noiraigue durch den Mont Damin, die sich bis Champ du Moulin durch die Antiklinale zieht. Verglichen mit dem Zirkus von St. Sulpice entspricht das Tal Les Ponts dem Tal Les Verrières und die Noiraiguequelle der Doux. Allein der Haupttalweg der Areuse ist nur ein Flankeneingriff in die Daminkette. Der obere wie der untere Engpaß durchschneiden beide den S-Schenkel des Gewölbes, die Areuse tritt in das Gewölbe ein und wieder aus, ohne es zu durchkreuzen. Nur das Wasser der Noiraigue durchquert die Kette ganz. Der untere Engpaß ist durch Bergsturz kompliziert. In der Combe Garot wird auch noch die Chasseronkette von der Areuse durchschnitten.

Dem Flußsystem der Dünnern gehören die Klusen von Mümliswil und Oensingen an.

b) Die Entstehung von Klusen durch Rückwärtserosion, jünger als die Kette, ist sicher bei manchen Quertälern, die noch nicht vollwertige Klusen geworden sind, sondern bis jetzt erst einen Schenkel eines Gewölbes durchschnitten haben (Halbklusen = Volltrichter, mit Zirkusschlüssen), oder bei manchen Klusen, die sich an Oberläufe von Flußsystemen rückwärts angliedern. Beispiele für Ganzklusen durch Rückwärtserosion sind:

Die Klusen von Tavannes und Neuveville in der Seenkette, Schlucht zwischen Ste. Croix und Vuiteboeuf, Kluse von Gänsbrunnen, von Envelier, Kluse N Soyhières in der Movelierkette, Kluse von Flüh bei Landskron. Ich bin geneigt, auch Taubenloch bei Biel und Kluse von Reuchenette

sowie die kleine Kluse unterhalb Sonceboz, die eben noch das SW-Ende der Montozkette durchschneidet, hierher zu stellen. Der Ausfluß des Längstales von St. Imier ging wahrscheinlich ursprünglich durch Pierre pertuis nach der Birs. Dann griffen die rückwärts einschneidenden Klusen von Taubenloch und Reuchenette das Längstal an, erzeugten die Austiefung durch die kleine Kluse von Sonceboz hinauf und legten die Pierre pertuis tot. Es spricht dafür außer der Gestalt des Pierre pertuis-Passes besonders auch die strenge Querrichtung der Klusen der Schüß (Suze) mit der unvermittelten Wendung aus dem Längstal in das Quertal.

Beispiele von Halbklusen mit Kesselschlüssen sind: Kessel N-Seite des Col de la Faucille, den S-Schenkel angreifend, ferner im Chasseron S Môtier, im Monto N Pery, im Mont Moron S Sornetan, sodann hinter Günsberg (Weißensteinkette), Coulou in der Montagne de Moutier, S Souboz, in Rebévelier SW Undervelier, Geißfluhkessel S Zullwil, Côte de Frénois N-Seite der Vellerat-Kette S Bassecourt. Montomet in der Moronkette S Souboz, Tscharner im Osten der Chasseralkette nahe vor der Kluse von Reuchenette. In der Weißensteinkette ist zu nennen der nach S geöffnete Kessel am Bettlachstock und der kleine nach N geöffnete N der Hasenmatte; Wiechten-Limmern-Kessel an der S-Seite der Paßwangkette N Mümliswil. Formvariationen entstehen auch dadurch, daß benachbarte Kessel miteinander verschmelzen.

Es fällt auf, daß die Mehrzahl der Kessel gegen N geöffnet sind. Die Gesamtabdachung im Innern des Jurafaltenbüschels ist gegen N gerichtet, die größeren Flußgebiete wenden sich gegen N. Von N war mehr Angriff vorhanden, weil dort die Erosionsbasis und die ganze Fußvorlage des Jura ca. 200 m tiefer liegt als im S. Nur die innersten Ketten sind reicher an Eingriffen von der Südseite. Die wenigen nach S sich öffnenden Täler sind steiler; ihre Oberläufe gehörten ursprünglich den Flüssen der Nordseite an und sind durch Rückwärtserosion von S her angegriffen und stückweise abgelenkt worden (Schüß, Areuse). Auch hierin ist der Jura seinem Stammgebirge, den Alpen, harmonisch geformt.

Unfertig abgestorbene Klusen. Besonders merkwürdig und für die Entstehungsgeschichte der Klusen und Quertäler überhaupt von Bedeutung sind die unfertig gebliebenen, abgestorbenen Klusen, die nicht bloß rückwärtserosive Kessel sind, sondern ganz durch die Ketten schneiden. In den meisten Fällen solcher unfertiger Klusen hat wohl ein früherer, vielfach präexistenter Flußlauf seine Kluse deshalb nicht zu vollenden vermocht, weil die Auffaltung sich schneller vollzog, als er sich einschneiden konnte, so daß er durch die Auffaltung auf andere Wege gedrängt wurde. Außerdem verstellte noch Dislokation die verlassene Kluse. Oder ein rückwärts einschneidender Bach hat sein Werk abgebrochen, weil er beim Einschneiden aus einem schwerer durchlässigen Gestein in ein leicht durchlässiges geraten ist, das sein Wasser verschluckt hat. Oder dem an einer Kluse arbeitenden Fluß ist ein anderer, rückwärts einschneidender in die Seite gefallen und hat ihn von seinem Vorhaben weg in andere Bahnen entführt. Es können sogar Gletscherbäche bei der Entstehung einzelner unfertiger, jetzt verlassener Klusen mitgewirkt haben. Wir müssen uns mit diesen Andeutungen begnügen, ohne Einzelfälle zu erörtern. Manche abgestorbene Klusen führen noch einen schwachen Bach, oder sie sind reich an Quellen; andere liegen ganz trocken.

Unfertige tote Klusen dieser Art sind: Pierre Pertuis N Sonceboz zwischen St. Immertal und Birs; Paß durch die Velleratkette von Soulce nach Courfaivre; Paß von Rebeuvelier (E Choindez) nach N; das kleine Quellental, das den E-Zipfel der Moronkette 1,5 km SW Moutier durchschneidet. Auch das Quertal von Col des Roches nach Les Brenets ist eine verkrüppelt ausgebildete Kluse, weil ein Teil des Flußweges sich ins Unterirdische verlegt hat. Zu den unfertig gebliebenen Klusen

zählen weiter: Wolfgraben E Welschenohr. Der östliche Teil der Bornkette ist von mehreren toten Klusenpässen durchsetzt: Kluse von Wartburg, das Tal Rotacker—Gulachen und das Tal Stechpalme—Höhle—Löchli. Ein sehr schöner Fall von verlassener, relativ gehobener Kluse bietet die Trennung zwischen Grand Salève und Petit Salève bei Monnetier.

Am Schlusse dieser Betrachtungen über die Kessel und Klusen des Jura wollen wir, nur im Sinne eines Beispieles, einige Glieder zu einer morphologisch-genetischen Ausbildungsreihe von Klusen durch Rückwärtserosion zusammenstellen, die Schritt um Schritt vom ersten Anfang zur alten fertigen Form führt.

1. Nischen in der S-Flanke der Raimeuxkette an der Straße von N Grandval auf Raymeux. Der Kettenrücken ist noch nicht angegriffen.

2. Montagne de Chèbre in der Rangierskette S Chevenez. Der rückwärts greifende Kessel hat den Gewölbescheitel beinahe erreicht.

3. Nahe östlich neben der Montagne de Chèbre, S Bressaucourt hat der Kessel den Scheitel erreicht und schon mit dem Kesselrand etwas überschritten.

4. Bettlachstock in der Weißensteinkette. Der Kessel hat bis auf den Lias eingegraben und den Gewölbescheitel durchschnitten.

5. Le Refrain N Doubs. Der Scheitel ist durchsetzt und auch der Gewölbeschenkel im Kesselschluß ist erniedrigt; die Paßstraße von Biaufond nach Charquemont benützt die Vertiefung „sur les roches".

6. Combe Grède S Villeret (Val St. Imier) gegen Chasseral. Der Gewölbescheitel ist quer durchfurcht; der südliche Flügel bildet die Wasserscheide des ganzen Kammes.

7. Les Sagnottes NW Convert (Val de Travers). Der Wildbach Le Sucre hat mit seinem Zirkus den Gewölbescheitel durchquert und einen von der Straße benützten Sattel ca. 200 m tiefer als der Kettenscheitel erzeugt.

8. Der Frenoiskessel S Bassecourt. Der Kessel liegt im Gewölbescheitel, der rückliegende Schenkel an der Hinterwand des Kessels ist stark eingesattelt.

9. Paßwang N Mümliswil. Der Kessel ist bis in die Trias eingetieft, nach S ganz offen; der hintere Kesselrand hat mehrere Sättel (Wasserfalle).

10. Col de la Faucille. Der Kessel hat den Scheitel durchsetzt und an der Hinterwand einen von der Straße benutzten Paßsattel über 300 m unter den Gewölbescheitel gleicher Schicht eingetieft.

11. Velleratkette S Châtillon. Das Gewölbe ist tief abgetragen, der hintere Schenkel ist erniedrigt, aber doch noch als Talschluß erhalten.

12. St. Sulpice. Der mächtige Kessel unterbricht die ganze Kette. Noch ist Kesselschluß vor dem hinterliegenden 200 m höheren Längstal vorhanden, aber dessen Wasser hat, ohne über den gebliebenen Sattel gehen zu müssen, schon den unterirdischen Weg in den Kessel vom Entonnoir in Les Verrières nach der Quelle der Areuse gefunden (Tafel XXIX).

13. Geißfluhkessel S Zullwil. Der Kessel hat die Kette ganz durchquert und in Stromschnelle eben das Wasser der hinten gelegenen, sehr hohen Synklinalregion abgezapft.

14. Gänsbrunnen. Der rückwärts greifende Kessel hat das hinterliegende Längstal angeschnitten, so daß dessen Bach über die Hinterwand des Kessels hinabstürzt. Der Kessel ist zum Quertalweg geworden. Der Fall ist prägnanter als Nr. 13, weil das hinterliegende Längstal typischer ist.

15. Kluse von Reuchenette durch die Chasseralkette; die Kluse ist vollständig, das Gefälle aber noch groß. In gleichem Zustande befindet sich die obere Kluse von Undervelier.

16. Kluse unter La Résel N Soyhières; Kette mit geringem Gefälle fertig durchschnitten, Wasser der hinterliegenden Mulde durch die Kluse gewendet.

Endglieder der Klusenbildung, allerdings weiter vorgeschritten, weil der Flußlauf wahrscheinlich präexistent war, sind:

17. Die Klusen im prägnantesten Zustande wie diejenigen an der oberen Birs (Cluse de Court, Moutier, Choindez), die untere Kluse bei Undervelier und andere mehr.

18. Die Kluse von Bellerive NE Delsberg ist oben stark ausgeweitet.

19. Kluse Aarburg—Olten durch den Born. Die Kluse ist nur am Eingang und Ausgang in den Malmkalken eng, in den älteren, weniger festen Gesteinen schon zu breitem, flachem Talboden ausgeweitet in ein junges Erosionsniveau unter die Niederterrasse.

20. Der Durchbruch der Limmat durch die Lägernkette bei Baden war nach Mühlberg schon pliocän durch eine Scheiteleinsenkung der Lägernkette vorgezeichnet. Am Schlusse der großen Interglazialzeit war er wohl 30 m tiefer als heute. Eingang und Ausgang der Kluse in Malmkalken sind eng geblieben, die Kernteile aber verbreitert. Die diluvialen Terrassen (H und Ni) haben sich in die Kluse eingelagert und durchziehen sie.

21. Aare bei Schinznach. Die Klusennatur ist nur noch für den Geologen erkenntlich.

22. Quertal bei Hausen zwischen Aare und Limmat: toter Torso eines Klusentales.

Klusen durch Synklinalen. Wir haben bisher immer nur von den Quertälern und Klusen gesprochen, die Gewölbeketten durchqueren. Aber die Quertäler kreuzen auch die Synklinalen. Meistens, vorab überall wo sie mit Molasse gefüllt sind, sind dieselben auf das Niveau der Quertäler ausgeflacht, so daß das Quertal durch die Synklinale gar nicht zu orographischem Ausdruck gelangt. Indessen gibt es auch viele hochgelegene Synklinalen, die in Stufenmündungen in die Quertäler abfallen und deren Boden aus Juragesteinen bestehen, sodaß das Quertal, auch wo es die Synklinale schneidet, vollauf Klusencharakter erhält.

So ist es z. B. am Birstal in der Umgebung von Laufen und bis an die Birsegg. Die Lüssel durchschneidet bei Waldenstein und bei Beinwil Synklinalen in tiefen Klusen. Der Resenbach, Nebenfluß der Lüssel, bildet südlich Ederswiler, auf Oxford fließend, eine schöne Kluse durch die Rauracienmulde, welche zwischen der Bueberg- und Movelierkette liegt. Am häufigsten treffen wir auf kanionförmige Durchschnitte von Synklinalen bei den Juraflüssen, welche die großen, schwach gefalteten Plateaux der äußeren Jurazone durchschneiden. Soweit Schweizerboden in Betracht fällt, ist vor allem auf den ungeheuren Einschnitt des Doubs hinzuweisen, der nicht nur die Gewölbe, sondern auch die Jurasohlen der Synklinalen einschneidet und sich anscheinend um die Tektonik wenig mehr bekümmert. Solche, meist 200—300 m tiefe Einschnitte in den Malmkalk der synklinalen Zonen, bald in der Längsrichtung serpentinisierend, bald mehr querlaufend, umgeben den Clos du Doubs von Beaugourd bis Masesselin, Chervillier bis Montmelon und Ste. Ursanne bis Glerc.

Quertäler im Ostjura. Im Gebiet des Ostjura, östlich des Rheintalgrabens, wo fast aller einfache Gewölbebau der Ketten ein Ende nimmt und in liegende Falten und isoklinale Schuppen übergeht, können natürlich die Klusen vom reinen Typus, die auf den geologischen Karten wie durchschnittene Agatkonkretionen oder wie Augen aussehen, nicht mehr entstehen. Die Oensinger- und Mümliswilerklus sind, abgesehen von der abseits südlich liegenden Kluse Aarburg—Olten, die letzten gegen Osten. Die Quertäler aber sind auch hier entwickelt. Der S—N laufende Quertalzug Holderbank—Langenbruck—Waldenburg zählt noch drei echte, aber dem Nichtgeologen nicht mehr als solche in die Augen springende Klusen. Südlich Waldenburg ist das mächtige Quertal der Durchschnitt eines Synklinalkammes. Von diesem Quertal bis an die Aare treffen wir noch sechs Quertäler. Diese Querfurchen im Gebiete der Brandungsketten haben mehr den Charakter von hohen Paßtälern wie viele alpine. Sie durchschneiden die Zonen der Überschiebungen und Schuppen und weisen deshalb nicht mehr beidseitig die gewaltigen Schichtgewölbe auf wie im Birsgebiete, sondern nur repetierte, ungefähr isoklinale Schichtserien. Zudem haben diese Quertäler nach oben keinen Talschluß; die Wasserscheide ist nicht prägnant. Es ist deshalb sehr wohl möglich, daß sie Stücke von älteren Quertälern sind, die einst von der Oberfläche des präglazialen oder doch altglazialen Molasse-

landes gegen N gingen und dann durch Erosion längs dem S-Rande des Jura oder durch erneute Erhebung desselben davon abgeschnitten, aber doch durch fortgehende Vertiefung, vielleicht durch vorübergehende Gletscherbäche am Ende der größten Vergletscherung, sich auch noch in die jetzige Gebirgsgestalt hinübergerettet haben.

In Baden an der Limmat ist das Schichtgewölbe beiderseits viel zu tief abgetragen, um in die gewaltige Kontrastwirkung zum Talweg zu treten. Nur Isoklinalkämme ohne Gewölbeumbiegung beherrschen das Landschaftsbild und engen das Quertal in beiden Malmgewölbeschenkeln zur Kluse ein. Auf den Rippen des Südschenkels stehen Burgen, und eine alte Brücke übersetzt die tief unten liegende Limmat. Zwischen beiden Schenkelklusen liegt ein fast kreisrunder Kessel von 1 km Durchmesser als Talausweitung in den weicheren Kernschichten der Lägernfalte aufgeschüttet über einer alten Tiefrinne mit Diluvialschottern. Die Stadt, die am Fuß der Burg in der südlichen Einengung und im Kern um die Thermen am postglazialen Limmateinschnitt entstanden war, hat sich seither über die Terrasse im ganzen Kessel ausgedehnt.

Westlich von Baden bis über Reuß und Aare ist der Abtrag noch viel weiter vorgeschritten. Molasseberge, Ketten- und Plateaujura sind hier zum beherrschenden Erosionsplateau von 450—550 m Höhe abgetragen, über welches in auffallenden Gestalten östlich der Limmat nur die Lägern, an der Aare nur der Kestenberg und westlich derselben Gislifluh-Homberg unvermittelt emporragen. Die relative Höhe dieser Berge über dem Plateau ist wohl jetzt 6 mal kleiner geworden, als sie tektonisch vorgezeichnet war. Die vier Quertalwege: Aare, alter Reußlauf über Hausen, jetziger Reußlauf und Limmattal haben sich ca. 200 m tief in das 12 km breite Plateau eingeschnitten und dasselbe in Stücke geteilt. An verschiedenen Stellen wird das Plateau, das eigentlich eine am Juragebirge angeschnittene breite Terrasse ist, von Deckenschotter bedeckt. Es stellt also die nur um die Mächtigkeit des letzteren erhöhte präglaziale Oberfläche dar und beweist, daß der Querdurchschnitt von Aare, Reuß und Limmat schon präglazial als ein über 10 km breites Klusental den Jura überwunden hatte. Jedem Beobachter wird die morphologische Dreiheit der Landschaft dieses besonders merkwürdigen Stückes der Schweiz eindrücklich bleiben: präglaziale Oberfläche als beherrschendes Terrassenplateau, unvermittelt überragende Kämme des Kettenjura, diluvial um 200 m eingetiefte Talwege und Tallandschaften. In dieser Region ist der Abtrag des Juragebirges wohl am weitesten gediehen (Fig. 30).

Der Limmat—Reuß—Aaredurchbruch nahe am Ostende und derjenige der Rhone nahe am Westende sind die einzigen, den Kettenjura überwindenden Talwege. Dazwischen liegen nur Paßsättel mit von beiden Seiten oft recht gewundenen, komplizierten Zugängen.

Nachdem die Durchbruchtäler der größeren Talwege als Produkte der Erosion präexistenter Flußläufe festgestellt sind, drängt sich eine neue, tiefer zurückgreifende Frage auf: was waren die orts- und richtungsbestimmenden Ursachen der präexistenten Flüsse, die sich seither zu Tälern eingegraben haben? Können wir sie aus den jetzigen Verhältnissen noch erkennen? Wir kommen gleich unter III darauf zurück.

II. Quertäler aus Querverschiebungen hervorgegangen.

Diese sind nicht kontinuierliche Talwege geworden. Vielmehr gehört ein Stück dem einen, ein anderes einem andern Talwege an und Sättel darin bilden Wasserscheiden. Allein die Straßen und Bahnen, die für gleichsinniges Gefälle weniger empfindlich sind und auch steigen können, benützen die Querfurchen der Transversalbrüche mit großem Vorteil. Im Ostjura, wo solche fehlen, mußten sie durch kostspielige Tunnelbauten ersetzt werden.

Der Bruch Dôle-Champagnole hat dadurch, daß die Verwitterung ihm nachgetastet hat, eine hochliegende, E—W verlaufende Talfurche veranlaßt, die kein Wasser führt und von der Straße

von St. Cergue 1046 m bis zur französischen Grenze Douane Chaille 1155 m benutzt wird. Bei Les Cressanières erscheint eine Quelle. Das Wasser, sich mehrend, tastet auf etwas über 9 km Länge in tief ausgesprochener Talrinne nach NNW auf dem Querbruche bis unterhalb Morez, wo es sich dann links ins Streichen vom Bruche abwendet und fortan Bienne heißt. Dem Bruch weiter nachgehend müssen wir gegen N von 655 bis auf fast 1000 m aufsteigen. Die Bruchfurche im Rücken der Forêt du Mont Noir ist sichtbar. Nun sammelt sich wieder ein Flüßchen darin, die Laime, und folgt der Bruchfurche auf wohl 13 km bis Syam. Bevor Champagnole erreicht ist, nehmen die Saine und der aus dem Streichen kommende Ain es auf, und die vereinigten Wasser scheinen noch 5 km gegen N durch den Bruch geleitet zu sein. Der Querbruch Dôle-Champagnole bildet also ein in zwei Teilen von Flüssen benutztes ausgesprochenes Quertal.

Der Bruch Vallorbe-Pontarlier wird auf seiner ganzen Länge von Straße und Eisenbahn benützt. Die Quertalbildung auf dem großen Transversalbruch beginnt im S ob Montricher in der Combe de la Verrière und bildet den Paßsattel 1289 m bis an das untere Ende des Lac de Joux 1009 m. Am unteren Ende des Lac Brenet bis gegen die Orbequelle sind die Lagerungsverhältnisse noch nicht genügend untersucht. Die Talfurche auf dem Querbruch ist bis Vallorbe gegen E gedreht und wendet sich dann wieder ohne Unterbruch gegen N. Von Vallorbe nördlich bis Mont Rame steigt der Talweg nördlich an. Dann, obwohl er eine scharf ausgeprägte Furche ist, führt er auf 10 km kein Wasser mehr, nur Straße und Bahn. Nachher stellen sich wieder Flüsse ein. 3 km vor Pontarlier und 5 km darüber hinaus folgt der Doubs dem Transversalbruch.

Überall erkennt man deutlich, daß das Tal nicht als solches ein Transversalbruch ist. Vielmehr ist es stets Verwitterung und Erosion, die dem Bruche nachtasten und ihn zum Tale öffnen. Ganz besonders wird das Wasser dadurch auf die Bruchlinie geleitet, daß abgescherte Enden von Bergrücken mit solchen von Talmulden zusammenstoßen. Das fließende Wasser, nur wenig links und rechts ausweichend, kann leicht um die Bergenden herum, die gewissermaßen halbseitige tektonische Klusen bilden, einen tiefen Weg finden. Außerdem stoßen oft am Transversalbruch resistenzfähige Gesteine der einen Seite an mürbe Gesteine der andern. Das Wasser gräbt am raschesten in den mürben Gesteinen und tastet dem Rande der festen entlang.

Hier sind auch noch die kleinen schiefen Quertälchen zu nennen (Poyette, La Sagne), welche die Transversalverschiebung begleiten, die den Mont Suchet westlich abschneidet. Die Kluse des Doubs bei Pont de Roide, durch welche dieser Fluß den Kettenjura verläßt, um ihn nachher nur mehr zu tangieren, fällt mit einem Querbruch zusammen, dessen Natur wir noch nicht genau kennen.

Eine schöne Kluse etwas abweichender Art durchschneidet die nach E abirrende kleine Jurafalte des Mormont bei Entreroches. Diese letztere aus Kreidegesteinen, jetzt Wasserscheide zwischen Aare und Rhone, bildet einen W—E laufenden, 60—160 m hohen Querriegel durch das weite Molassetal, das sich vom Neuenburgersee nach dem Genfersee erstreckt. Der Riegel ist von vier größeren Querbrüchen durchsetzt, welche die gegen E ansteigende Falte stets wieder abbrechen und tiefer setzen. Au dem einen der Brüche verläuft ein tiefes Trockentälchen, das wohl dereinst als glaziale Abflußrinne des Rhonegletschers entstanden ist, und als vollendete, aber hydrographisch tote Kluse bezeichnet werden kann, während einer N—S laufenden westlicheren Kluft ein etwa 30 m höher zurückgebliebenes Klusentälchen folgt. Der Rhonegletscher hat die Kalkschwelle nicht wegzuschleifen vermocht, sein Bach aber hat sie in enger Schlucht auf dem Bruche tastend zerschnitten.

Querkämme sind nur dadurch entstanden, daß zwischen zwei nahen parallelen Quertälern eine Bergruine stehen geblieben ist. In den Alpen beherrschen die Querkämme die Orographie weiter Gebiete. Im Jura sind sie kaum angedeutet und durchsetzen immer nur je ein Gewölbe. Als Andeutungen von Querkämmen im Jura können genannt werden: Chasseralkette S La Hutte zwischen der Kluse von Reuchenette und dem Kessel von Tscharner; Oberdorferberg, ein Stück der

Graiterykette zwischen der Gänsbrunnerkluse und dem westlich folgenden Kessel; das Sälischlößli bei Olten ist ein Querkamm zwischen dem Taltorso von Wartburg und der Aarekluse aus der Bornkette geschnitten. Im Hauensteingebiete gibt es eine ganze Anzahl kompliziert querlaufender Wasserscheiden zwischen den Paßtälern; allein sie treten nicht als Querkämme in die Erscheinung, weil longitudinale Isoklinalgräte und Furchen sie kreuzen. E der Aare können der Bergrücken der Habsburg, das Plateaustück zwischen Hausen und Reuß, Reuß und Limmat den Querkämmen zugezählt werden.

III. Andere Einteilungs- und Erklärungsversuche und Zusammenfassung.

Wir schulden einigen etwas abweichenden Auffassungen über die Talbildung im Jura noch eine kurze Besprechung.

Machacek gibt eine interessante Übersicht der Flußentwicklung im Bernerjura in Anlehnung an die Betrachtungsart von W. Davis.

Die Prüfung dieses Versuches hat mich freilich zur Überzeugung gebracht, daß diese Betrachtungsart hier nicht durchführbar ist, weil viele Flußstücke im Laufe der Entwicklung ihre Rolle geändert haben und sich im einzelnen die Beweise für die in der Kartenskizze von Machacek dargelegte schematische Auffassung nicht geben lassen. So ist z. B. das Längstal Sonceboz—Péry—Stierenberg gewiß einst „konsequent" gewesen, wahrscheinlich mit Gefälle gegen W. Der jetzige Wasserlauf von Sonceboz bis Bözingen bei Biel ist aber „subsequent", und der ursprüngliche „antezedente" Flußweg ging durch die Pierre Pertuis von der oberen Schüß nach der Birs. Ob der Tabeillon östlich unter Sauley, wie Machacek annimmt, „subsequent" oder wie mir eher scheint „antezedent" sei, dürfte schwierig zu entscheiden sein. Eher ließe sich die Unterscheidung in ehemalige und in jetzige Talwege durchführen. Manche Stücke der Längstalflüsse haben ihre Abflußrichtung im Laufe der Zeit umgewendet, was in dieser Art der Darstellung nicht zum Ausdrucke kommt. Ich kann allerdings nichts wesentlich Besseres an Stelle des Versuches von Machacek setzen; derselbe mag der Ausgangspunkt für fruchtbare weitere Versuche zur Darstellung der Entwicklungsgeschichte jurassischer Täler werden.

Em. de Margerie, seine tektonische Karte des Juragebirges überblickend, kommt zu der Überzeugung, daß die Talsysteme ganz durch die Tektonik bedingt seien. Tatsächlich zeigt sich, daß die größten Quertalzüge (Aare, Birs, Doubs, Bienne und besonders Combel und Rhone) im großen und ganzen den Stellen folgen, wo manche Ketten endigen oder weiterlaufende Ketten am wenigsten hoch aufgestaut worden waren. Allein solche erste tektonische Queranlagen haben nur die präexistenten Flüsse enthalten, welche erst später durch eine Tiefenerosion von einigen 100 bis 2000 m von der Molasse herab in Jura und Trias die jetzigen Durchbruchstäler gebildet haben. Die Juratäler in ihrer heutigen Form sind ganz nur das Werk gewaltiger Erosion. Auch de Margerie bestreitet dies sicherlich nicht. Der ihn beschäftigende Gesichtspunkt betrifft nicht die jetzige Gestaltung der Juratäler und nicht ihre Entstehung, sondern bloß die Richtungsbestimmung ihrer ersten Anlage, das „wo" ihres Daseins. Auch Kemmerling hat sodann gezeigt, daß einige Klusen da durchsetzen, wo die Scheitellinie der Ketten am tiefsten liegt. Schlee weist ebenfalls einige Fälle des Zusammentreffens von Durchbruchstälern mit Scheiteldepressionen (Quersätteln) der Ketten nach und verallgemeinert seine Auffassung ohne Zögern.

Ich kann den Zahlen von Schlee nur teilweise beistimmen. Sie sind richtig für die Klusen an der Sorne, für Gänsbrunnen usw., dagegen irrtümlich für die Klusen an der Birs. Für die Raimeuxkette scheint er die Gewölbehöhe einer sekundären Kernfalte genommen zu haben, während die Unterlage des Malm von Raimeux nach dem Münsterberg über die Birs ohne jedes Anzeichen einer Einsattelung fortsetzt und die Kluse gerade diese höchste Region durchquert. Bei den Klusen von Court, Moutier, Choindez, Aarburg kann man nicht von einer Einsattelung des Gewölbes reden, die Kluse trifft nur nicht gerade die Kulmination des Gewölbes. Sodann gibt es eine Menge von Stellen, z. B. die Linie Lajoux—Sauley, wo ein Gewölbe ausgesprochene Einsattelung zeigt, ohne daß daraus ein Durchbruchstal entstanden wäre. Wenn Schlee weiter die Regel aufstellt, daß die Klusen besonders an die tiefsten Stellen der Synklinalen anknüpfen, so finde ich die Ausnahmen davon ebenso zahlreich. Durch diese Bemerkungen will ich die Häufigkeit des Zusammentreffens von Einsattelungen oder Absinken der Gewölbefirsten mit Durchbruchstal und ihre Bedeutung für die Ortsbestimmung mancher Durchbruchstäler keineswegs in Abrede stellen. Ich wende mich nur gegen die schematische Verallgemeinerung zur „tektonischen Theorie" und halte erst eine sorgfältige kritische Untersuchung aller Einzelfälle für notwendig.

Eine sichere Ableitung der jetzigen Flußläufe von der beginnenden Tektonik wird außer durch die Ausnahmen von der Regel auch noch dadurch unmöglich, daß im Verlaufe der Faltung die relativen Scheitelhöhen gewechselt haben können, wodurch an einem Orte ein Zusammenhang mit einem Durchbruchstal verwischt, an einem andern vorgetäuscht wird.

Sicherlich war die Wechselwirkung von Tektonik und Erosion viel komplizierter, als daß man sie so einfach in das Schema „tektonische Täler" einfügen könnte.

Fr. Jenny (Das Birstal, Basel 1897) hat die verschiedenen Theorien der Talbildung in ihrer Anwendung auf das Juragebirge besprochen. Sein Schluß gegen die Präexistenz der Flußläufe ist nicht stichhaltig. Ganz irrtümlich ist seine Meinung, daß „nach der Antezedenztheorie jeder Einfluß der Tektonik auf den Flußlauf ausgeschlossen wäre" und daß die von ihm hervorgehobenen Beispiele von „Anpassung der Talwege an die Struktur des Untergrundes" gegen Präexistenz der Flußläufe sprechen. Im Gegenteil, sie sprechen dafür! Der Flußlauf hat sich wohl von der Tektonik beeinflussen lassen und derselben anpassen müssen, denn das ganze Land ist mit ihm um eine ganze Anzahl von Kilometern zusammengestoßen worden! Gerade das Präexistente mußte die Dislokation mit erleiden und von ihr umgeformt werden. Die Präexistenz der Hauptflußsysteme im Juragebirge zeigt sich, wie zum Teil ein Blick auf die Kartenskizze Fig. 124 S. 670 ersichtlich machen kann, in folgenden Erscheinungen sehr deutlich:

1. Die größeren Talsysteme (Birs, Ergolz) zeigen die typische Teilung und Verästelung der Wasserläufe und Ausweitung des Sammelgebietes flußaufwärts ausgebildet, ungeachtet der im Wege stehenden Ketten. Im gleichen Talweg müssen sich mehrere Klusen aneinanderreihen, und dieselbe Kette kann an verschiedenen Stellen von Klusen durchsetzt werden.

2. Das Grundrißbild dieser nach oben baumförmig verzweigten Talfurchen aber erscheint in S—N Richtung stark zusammengedrückt. Dies ist die Umbildung durch den nachher zunehmenden Zusammenschub mit Faltung. Es ist also in den Hauptzügen älter als die Faltung.

3. Hand in Hand damit mußte jedes eine Synklinale kreuzende Talstück mehr und mehr in die Streichrichtung gedreht, jedes eine Antiklinale kreuzende Flußstück die

steilere Querrichtung ertasten, so daß die ursprünglich schief zum allmählich sich geltend machenden Streichen laufenden Talwege nun mehr oder weniger in einen Wechsel von Längs- und Quertalstücken sich verknicken und umgestalten mußten; manche sind schief zum Streichen geblieben.

4. Maßgebend scheint mir, daß die Haupttalwege es meistens verschmähen, die absinkenden Enden von Ketten zu umfließen und nach den Ketten nicht viel fragen, sondern sie kurzweg durchschneiden. Ihre Anlage muß also älter sein als die Ketten.

5. Daß die Haupttalanlage im Jura „antezedent" ist, zeigt sich ferner sehr deutlich im Ostjura darin, daß die Talfurchen vom Rhein südlich aufwärts durch den Tafel- und den ganzen Kettenjura hindurchgehen und als breite Paßsättel ohne Talschlüsse gegen das Molasseland abgeschnitten sind. Das Juragebirge als ganzes hat sich also quer durch die schon vorhandenen Talsysteme emporgehoben und diese dadurch zerlegt und modifiziert.

6. Mit Ausnahme der ganz alt angelegten Quertäler von Rhone, Aare, Reuß und Limmat besteht im Juragebirge eine allgemeine ungefähre Übereinstimmung in der Hauptwasserscheide zwischen SE- und NW-Seite mit der unsymmetrischen Gesamttektonik. Dies zeigt, daß innerhalb des Juragebirges nicht ein noch älteres Flußsystem, sondern die eben beginnende Juratektonik die erste Anlage der meisten Talwege bestimmt hat.

Die Rückwärtserosion, nach der Orographie arbeitend, hat dann zur Verästelung des Flußsystemes ohne jede tektonische Veranlassung vieles beigetragen und kann auch hie und da zu Ablenkungen geführt haben. Allein die Rückwärtserosion kann die großen Züge in den Talwegssystemen nicht erklären, denn bevor eine Kluse im Unterlaufe durch Rückwärtserosion fertig geworden wäre, um die hinterliegenden Wasser abzuleiten, hätten diese sich längst vorher in streichenden und die Kettenenden umfließenden Linien andere Abflußwege ausgetieft, die die Oberhand behalten hätten — um so mehr, als ja die Rückwärtserosion stets nur etwa durch Flußangriffe und Bergstürze eingeleitet und durch kleine Bäche vollbracht werden muß, während der Querdurchbruch einer Kette bei präexistentem Flußlauf von vorneherein einen starken Fluß an die Arbeit stellt. Die Rückwärtserosion, die ganze Ketten überwinden soll, mußte ihrer geringen Arbeitskraft halber in der Regel im Rückstand bleiben gegenüber der Erosion durch präexistente Flußläufe. Solche mußten aber sich einstellen und vorhanden sein vom ersten Momente an, da die Molasse aus ihrer Mutterlauge tauchte, und sie waren schon da, als die Faltung deutlich einsetzte. Auch in dem Mangel an pliocänen und diluvialen lokalisierten Süßwasserabsätzen in den Synklinalbecken des Jura geht hervor, daß die großen Wasserabfuhrsysteme bei Beginn der intensiven Faltung schon bereit standen.

Von anderer Seite wurde behauptet, es gebe im Jura nicht nur etwa zehn horizontale Transversalverschiebungen, sondern deren hundert kleine, und die Klusen schaffende Erosion habe diesen Querbrüchen nachgetastet; die Querbrüche hätten die Klusen bestimmt. Es gibt im Juragebirge noch viele Querbrüche, die tektonisch bedeutungslos und die auch nicht Transversalverschiebungen sind, auch an Stellen, wo keine Klusen sind. Ein kleiner Querbruch hat keine Bedeutung für die

Bestimmung eines Flußweges, und daß die meisten Klusen auf Querverschiebungen fallen, ist völlig unrichtig. Es trifft dies z. B. zu beim Col des Roches unterhalb Le Locle gegen Les Brenets, nicht aber bei den Birsklusen von Moutier abwärts und nicht bei der Mehrzahl der andern.

Zusammenfassung. Die Talbildung im Juragebirge als Ganzes ist Erosionsabtrag, der entweder konform der Tektonik getastet oder dieselbe überwunden hat. Die für die Besiedelung maßgebenden offenen, das Gesamtbild des Juragebirges in weitester Ausdehnung beherrschenden Täler sind die Synklinaltäler. Lang und oft breit ziehen sie zwischen den Bergrücken hin. Ganz untergeordnet nach Länge, Tiefe und Weite sind die Antiklinaltäler. Nach den Dimensionen ebenfalls untergeordnet, keine längeren Flußwege bildend, fast keine Dörfer, nur Reihen einzelner Höfe bergend, ohne konsequente Gefälle bald auf-, bald absteigend von Sätteln geteilt, sind die Isoklinaltäler. Die endgültigen wichtigen Wasserabfuhrwege aus dem Gebirge hinaus sind die meist engen Quertäler (Klusen), indem sie die Längstäler miteinander und mit dem Außenland des Juragebirges verbinden. Nur im östlichsten Kettenjura (Aargau und Solothurn) hält sich die stärkste Besiedelung an die Quertäler. Im mittleren Jura liegen alle größeren Ortschaften in den synklinalen Längstälern; im Westjura gewinnt die Besiedelung außerdem noch Fuß auf den breiten antiklinalen Rücken.

Im Ostjura ist das prägnante Gebirgsrelief fast ganz durch Isoklinalkämme gegeben; im Mittel- und im Westjura sind die Antiklinalkämme maßgebend und die Isoklinalkämme spielen nur noch die Rolle von begleitenden Rippen an denselben.

Synklinale Längstäler zwischen antiklinalen Ketten bleiben die aus Karte, Relief oder Ballonschau auffallendsten und mächtigsten Glieder im Juragebirge. Die für die Entwässerung maßgebenden Quertäler ziehen sich wie versteckt dazwischen durch.

Die erste Trockenlegung der Molasse (pontisch) und die gleich nachfolgenden ersten Anfänge der Juraauffaltung waren im allgemeinen und manchmal auch im einzelnen ortsbestimmend für die Lage der Hauptwasserläufe. Die Ausbildung derselben zu Tälern und im besondern zu Durchbruchstälern ist das Werk der Tiefenerosion (pliocän und altdiluvial) der präexistenten Flußläufe — eine Reaktion auf die allgemeine Hebung. Sie war zugleich durch die Faltung beeinflußt und durch Rückwärtserosion wesentlich unterstützt und vermehrt.

Die Hauptwasserscheide des Juragebirges (Fig. 124) liegt nahe dem Innenrande. Manchmal fällt sie sogar auf die innerste Kette. Der Jura ist hydrographisch von gleicher Unsymmetrie wie orographisch. Die Talbildung gehorcht noch der allgemeinen Orographie, die Wasserscheide verläuft durch die Zone der höchsten Ketten. Außer von Aare und Rhone nahe den Enden wird der orographische und tektonische Gebirgsscheitel des Jura von keinem Tale völlig überwunden. Wie die Abstufung, ist auch der gegen NW drainierte Gebirgsteil viel breiter und die Flüsse sind viel länger als gegen SE. Für größere Breite der Abflußzone gegen N und NW wirkt außerdem die im N um 200 m tiefere Erosionsbasis (Ebene des Rheintales bei Basel ca. 230 m, SW-Fuß des Jura am Neuenburgersee und an der Aare ca. 430 m). Andererseits leistet die größere Steilheit des Jura-Innenrandes der Rückwärtserosion

an der Innenseite Vorschub, was offenbar hauptsächlich daran schuld ist, daß die Wasserscheide sich in den späteren Zeiten juraeinwärts verschoben hat.

Die Wasserscheide der unterirdischen Zirkulation weicht oft beträchtlich von der oberflächlichen in dem Sinne ab, daß oberflächlich gegen N drainierte Gebiete ihr unterirdisches Wasser dem Südabhang zuwenden. Eine genaue Untersuchung über den Verlauf der jetzigen und früheren, ober- und unterirdischen Wasserscheiden im Juragebirge würde interessante Resultate ergeben.

Das Juragebirge ist im ganzen flußarm. Es besitzt viele tote Täler, Trockentäler aller Arten. Dieselben sind meistens nicht wie im Molasselande durch Epigenesen, sondern durch Versiegen des Wassers in seinem selbstgebildeten Talwege entstanden. Die vertiefende Erosion hatte in eine durchlässige Schichtmasse oder auf eine Spalte hinabgegriffen, die nun den Bach den unterirdischen Wasserläufen zugeführt hat. Die Oberflächenerosion ist dadurch abgestellt. Damit hängt es eben zusammen, daß die Gesamtformen des Gebirges weit mehr der Tektonik als der Erosion angepaßt sind. Zahllose interessante Einzelfälle ließen sich aufzählen.

Ein typisches serpentinisiertes, aufwärts verzweigtes, trockenes, totes Erosionsquertal zieht sich von La Chaux-de-Fonds und östlich davon gegen N und trifft mit einer Stufenmündung und großen Quellen nahe Biaufond auf den Doubs. Die breiten Längshochtäler von La Chaux-de-Fonds, La Brévine, Le Russey, Les Breuleux u. a. besitzen keine Flüsse mehr.

Meines Wissens ist noch niemand auf die Idee gekommen, den „glazialen Formenschatz" auch im Jura zu behaupten, obschon der Jura während der größten Vergletscherung in weiter Ausdehnung vom alpinen und eigenen Eise überflutet war, „Trogschlüsse", Kare, Trogtäler usw. in typischen Formen ausgebildet sind und einzelne tote Täler vorkommen, deren Entstehung als glaziale Abflußrinnen wahrscheinlich ist. Eines der gewöhnlichsten Vorkommnisse des Molasselandes: Ablenkung von Flüssen durch diluviale Zuschüttung mit Ausbildung postglazialer Flußwege ist auch aus dem Juragebirge in einigen Beispielen bekannt (Orbe bei Day, nach Schardt).

5. Seen des Juragebirges.

Soweit mir Karten in ausreichendem Maßstabe zur Verfügung stehen, zählte ich im Juragebirge 45 Seen; es sollen aber ca. 65 sein. Bei zehn derselben steigt der größte Durchmesser über 1 km. Etwa zwölf der Seen liegen auf Oxfordien als undurchlässiger Unterlage. Verwitterung und Ausspülung haben die seichte Vertiefung geschaffen; eine geringe Bodenbewegung, Moräne, eine Rutschung oder Verlandung mit Torf haben die Stauung erzeugt. Solche kleine seichte Seen auf Oxford finden sich besonders in den Freibergen. Der größte derselben (700 m) ist derjenige am Moulin de la Gruyère an der Straße von Tramelan nach Saignelégier. Viele haben weder dauernden Abfluß noch dauernden Zufluß. Bei fünfzehn der kleinen Juraseen ist Glazialton (Grundmoräne) der sie haltende Grund. Die Unterlage der Moräne kann aus ganz verschiedenen Schichten gebildet werden. Einige der Seen sind künstlich höher gestaut, einige vielleicht ganz künstlich gebildet worden. Eine kleine Anzahl (3) liegen in synklinalen Molassemulden, etwa zehn in Kreidemulden, die oft noch etwas Molasse enthalten. Der Ostjura besitzt keine Seen; der Mitteljura ist am reichsten an kleinen Tümpeln; der Westjura westlich

des Pontarlierbruches enthält mit einer Ausnahme alle größeren Seen. Ein Teil der Wannen der Juraseen sind durch Erosion nach Trichtern gebildet, die sich später teilweise verstopften oder bei hohem Wasserstand das Wasser nicht mehr abführen oder gar noch solches liefern.

Der Lac des Brenets, ein Bergsturzsee.

H. Schardt, Sur l'origine du Lac des Brenets, Bull. Soc. Neuchâtel. des sc. nat. 1903 u. 1911.

Der einzige größere See E des Pontarlier-Querbruches ist der Lac des Brenets. Der serpentinisierende Canion des Doubs ist durch zwei Bergstürze gestaut worden. Der eine, die Absenkung einer vorragenden Partie der flach geschichteten Felswand der Nordseite, preßte den Fluß auf die schweizerische Seite, der andere von der hohen Felskante der schweizerischen Cote du Doubs gestürzt, verschloß die Rinne ganz. Die Barriere ist durchlässig. Alle Erscheinungen sind durch diese Entstehungsart bedingt: der See hat die Form des Flußtales, er ist bei normalem Stand 3750 m lang und bloß 150—200 m breit. Seine Tiefe nimmt ganz allmählich von oben nach unten zu und ist dicht vor der ca. 50 m hohen Barriere am größten (ca. 27 m). Die Barriere besteht links aus zerrütteten Felsschichten, rechts aus Bergsturzblockwerk. Das Tal ist an dieser Stelle durch die beidseitigen Ausbruchsnischen oben verbreitert. Die Bergsturzbarriere hat im Talweg 300 m Länge. Die Niveauschwankungen sind bedeutend. Am 28. Dezember 1882 stund der See bei 758,14 m, am 5. Oktober 1906 bei 737,89 m; Schwankungshöhe 20,25 m. Der See steigt schnell und sinkt langsam. Bei Niederstand geht seine Länge auf drei Siebentel des normalen, sein Volumen auf ein Fünftel zurück. Bei 750,42 m Wasserstand hört der oberirdische Überlauf über die Barriere auf, und der See gibt dann seinen Zufluß von oben und durch Quellen im Grunde nur noch in Form zahlreicher Quellen ab, die unterhalb wieder in die Rinne münden. Im unteren Ende des Sees, gleich an der tiefsten Stelle vor der Barriere, befindet sich ein großes Entonnoir, dessen Ertrag am Fuß des 600 m talabwärts folgenden „Saut du Doubs" als Quelle erscheint. Der Lac des Brenets ist in seinem ganzen Wasserhaushalt von der schweiz. Landeshydrographie eingehend studiert worden. Er bietet herrliche Landschaftsbilder.

Der Lac de Joux, ein See durch Transversalverschiebung.

Gauthier, Première Contribut. à l'hist. nat. des lacs de la vallée de Joux (Bull. Soc. Vaud. 1893). Forel, Quelques mots sur les lacs de Joux (Bull. Soc. Vaud. 1897).

Der größte Jurasee ist der Lac de Joux mit dem anhängenden Lac Brenet. Dieses Seenpaar liegt in einer breiten, durch eine schmale Antiklinalrippe gedoppelten Kreidesynklinale zwischen dem mächtigen Gewölbe des Mont Tendre (1689 m), das der innersten Jurakette angehört und demjenigen des Mont Risoux (1423 m). Länge des Lac de Joux 9 km, Breite 1400 m, Areal 865 ha, Meerhöhe 1008 m, Untergrund hüglig, wahrscheinlich durch Moränen, größte Tiefe 34 m. An der S-Seite des Lac de Joux münden große Quellen (Lyonne und Byblanc bei L'Abbaye und Quellen bei Brassus). Am Nordrande liegen sieben Entonnoirs, in welche ein Teil des Wassers versiegt, während ein anderer in die nördliche Zwillingssynklinale nach dem Lac Brenet fließt. Der Trichter von Rocheray wird bei starkem Frühlingshochwasser zur Quelle. Der Lac Brenet, in gleichem Niveau zusammenhängend, vom Überlauf des Lac de Joux gefüllt, ist 2 km lang, 500 m breit, 20 m tief, Areal 79 ha, gehört der nördlichen Synklinale an. Volumen von Lac de Joux und Brenet zusammen = 147 Mill. m^3. Das Wasser des Lac Brenet versiegt brausend in vier großen Entonnoirs an seinem N-Rande in den senkrecht gestellten Portlandschichten (S-Flügel des Mont Risoux). Der Wasserspiegel der beiden Seen schwankte früher um 3 m. Der Wasserstollen aus dem Lac Brenet nach dem Kraftwerk von Vallorbe hat mehr Regulierung gebracht. Oberirdischer Ablauf fehlt. Jungdiluviale Uferterrassen (alte Delta) 30—60 m über den beiden Seen beweisen früher höheren Stand. Die Überlaufschwelle des gegen NE sich verlängernden früheren Ablauftales aus dem See von Brenet, des Trockentälchens von Orzeire, liegt sogar 77 m über dem jetzigen Seespiegel. Dies ist die gegen NNE etwas abgedreht geschleppte und teilweise zerdrückte Synklinale des Brenetsee. Der Lac de Joux und der Lac Brenet sind durch den Pontarlierbruch abgescherte und verbarrikadierte Muldentäler. Die quer vor ihr Ende in S—N-Richtung geschleppte Fortsetzung des Mont

Tendre, die Kette der Dent de Vaulion, verriegelt das mächtige Synklinaltal vom Lac de Joux und verquetscht dasjenige des Lac Brenet. 2200 m vom Lac Brenet in geschlepptem Streichen nach NNE entfernt, endigt das Talrudiment von Orzeire an einem Felsabsturz. 219 m tiefer, am bewaldeten Fuße einer Felswand, erscheint die gewaltige Quelle der Orbe, die größte im Jura. Daß sie der unterirdische Ablauf der Seentäler von Joux und Brenet sein müsse, war in die Augen springend. Piccard und später F. A. Forel haben dies durch Färbungsversuche noch genauer festgestellt. Das Wasser des Trichters von Bonport am N-Rand des Lac Brenet erscheint bei Mittelwasser in 50, bei Hochwasser schon in 22 Stunden an der Orbequelle. Aus diesen Zeitintervallen und dem Ertrag der Orbe berechnete Forel das Volumen der den Wasserweg bildenden Hohlräume auf ca. 200 000 m^3. Das Wasser des Trichters von Rocheray am obern Teil des Lac de Joux brauchte 12 Tage bis an die Orbequelle. Schon viele Jahre früher war von Ing. Lauterbach dargetan worden, daß die Orbe mehr Wasser führt als die beiden Seen liefern können, daß sich eben noch viel Einsickerungswasser der beidseitigen Bergrücken nach der Quelle zieht, ohne vorher sich in die Seen zu ergießen.

Der Wasserstand des Lac Brenet war noch in historischer Zeit tiefer als derjenige des Lac de Joux. An seiner Stelle lagen die Sümpfe von Brenaid. Durch künstliche Verstopfung einiger Abflußtrichter am Grunde ist er als richtiger See erst zwischen dem Jahr 1230 und 1457 n. Chr. entstanden.

Der Lac de Joux erinnert an den Fählensee im Säntisgebirge. Der unterirdische Abfluß, dieses „Karstphenomen", ist auch hier nicht die Ursache der Seebildung, sondern nur die Bedingung für das Seeniveau; denn die Entonnoirs liegen nicht an den tiefsten Stellen, nach welchen hin das Seebecken erodiert worden sein könnte, sondern an den Ufern im Seeniveau. Die Ursache der Seebildung ist die Transversalstörung, welche das Synklinaltal abgeschert und an sein abgeschertes Ende ein geschlepptes Gewölbe als Verschluß angepreßt hat.

Andere Juraseen.

Im gleichen Synklinaltale weiter gegen SW auf französischem Boden liegt bei 1059 m der Lac des Rousses, 2 km lang und 500 m breit. Von der NW-Seite erhält er viele Quellen, die als die Quellen der oberen Orbe gelten können. 2—3 km weiter gegen SW endigt das schöne gerade Synklinaltal nicht mit Erosionszirkus als Talschluß, sondern wiederum abgeschert durch einen Querbruch, auf dessen Spur sich hier eine tiefe Talrinne (850 m) eingeschnitten hat. Das Vallée de Joux beginnt also oben an einem Querbruch offen, und endigt unten durch einen solchen geschlossen. Es ist ein Taltorso zwischen zwei Querbrüchen und hat 25 km Länge bei Talwegrichtung nach NE. Der Lac des Rousses ist nicht durch die Transversalstörung in flacher Mulde gebildet, vielleicht eher zum Teil durch Abspülung nach später verstopften Trichtern übertieft, mindestens zum Teil durch Torfwachstum und Moränen gestaut.

Lac des Tallières in der Vallée de la Brévine. 1058 m hoch, 1400 m lang, 100—150 m breit, ca. 1 200 000 m^3 Wasser enthaltend; er streicht in einer Kreidemulde und erhält als Zuflüsse nur kleine Bächlein. Sein Abfluß, eine Säge treibend, verläuft nach einem Versickerungstrichter nahe seinem Südufer in der Mitte seiner Länge. Dieser Trichter liefert sein Wasser in die Quelle der Areuse bei St. Sulpice (Jaccard und Schardt).

Der zweitgrößte Jurasee ist der Lac de St. Point in Frankreich, S Pontarlier, W des Querbruches. Er ist ein Kreidemuldensee, eingesetzt in den Doubs, 6500 m lang, 900 m breit, 850 m hoch gelegen. Mit ihm hängt der nur 1500 m lange Lac de Remoray zusammen.

Wir zählen nur noch auf, denn alle diese größeren Juraseen mit Ausnahme des Lac de Joux, des Lac des Brenets und des Lac des Tallières liegen in Frankreich: Lac de l'Abbaye de Grandvaux, 879 m ü. M. in Kreidemulde mit Tertiär und Glazial, 3750 m lang, 625 m breit, zwei kleine Seen in der Nähe. Lac de la Motte bei La Chaux in Kreidesynklinale und Begleiter im Ptérocérien, Höhe ca. 760 m, 2000 m lang, besitzt Zufluß ohne sichtbaren Abfluß.

Man kann den Jura trotz seiner 50—65 Seen und Seelein als ein seenarmes Gebirge bezeichnen. Schuld daran ist die große Durchlässigkeit seiner meisten Gesteine. Von den zehn über 1 km langen Seen ist einer Bergsturzsee, ein zu-

sammengehörendes Paar tektonisch durch Transversalverschiebung im abgescherten Muldentale entstanden. Die meisten andern, alle von nur geringer Tiefe aber starken Niveauschwankungen, liegen ebenfalls in Muldentälern aus Kreide und Molasse und eventuell Diluvium. Bei 32 Juraseen ist kein oberflächlicher Abfluß vorhanden, und bei 23 unter denselben kennt man die Abflußtrichter am Ufer oder am Seegrund, bei manchen auch den Ort, wo das Wasser als Quelle wieder erscheint. Machacek urteilt wohl richtig, wenn er sagt: „Die Karstseen sind der bezeichnendste Seentypus des Juragebirges. Wohl zwei Drittel der Juraseen liegen in Karstwannen, die durch Verkleisterung des Bodens und Verstopfung einzelner Schlundlöcher durch glaziales Material mit Stauwasser gefüllt worden sind". Also der Eiszeit verdanken wir die meisten Juraseen — nicht daß der Gletscher ihre Wannen ausgeschliffen hätte, sondern seine Moränen haben Versickerungswege verstopft. Die Juraseen haben seither an Zahl und Größe wieder abgenommen, teils durch Ausbildung tiefer Abflüsse, teils durch Verlandung mit Torf.

6. Fortgehende Verwitterung und Bergstürze im Juragebirge.

Die Verringerung der Höhenunterschiede im Juragebirge arbeitet weiter.

a) Relativer Stillstand.

Die Formung des Juragebirges geht tatsächlich heutzutage relativ sehr langsam vonstatten aus folgenden Gründen:

1. Die große Durchlässigkeit der meisten mesozoischen Gesteine bringt das Wasser der Niederschläge rasch in die Tiefe, so daß die Oberfläche davon nicht viel angegriffen werden kann. Es findet dann wohl langsam innere Auslaugung, aber wenig äußere Abspülung statt.

2. Die versickerten Niederschläge kommen relativ etwas ausgeglichen als Quellen wieder zum Vorschein und bilden die Flüßchen. Die Erosionsarbeit ist aber um so stärker, je unausgeglichener, wechselvoller die Wasserführung ist. So kommt es, daß es im Juragebirge keine oder nur gutmütige Wildbäche gibt. Die nach oben sich verzweigenden, stets stark einreißenden Schluchtsysteme sind selten geworden.

3. Die Flüsse im Jura haben im Verhältnis zu ihrer geringen Wassermenge ein geringes Gefälle und können die Abschwemmungsniveaux nicht mehr viel vertiefen.

4. Der Jura hat viel weniger Niederschläge und weniger Frost als die Alpen.

Daß der Jura relativ stabil geworden ist, fällt sofort auf. Frische Abrisse, kiesüberschüttete Flächen sieht man selten. Die meisten der frischen Anrisse sind künstlich durch den Menschen (Steinbruchbetrieb, Eisenbahn- und Straßenbau) erzeugt. Auch die kühnsten Formen sind relativ stabil, und es können Jahre vergehen, bis man aus dem Juragebirge von einem Steinschlag hört. Sogar der oft massenhaft an den steilen Flanken der Berge fallende Schnee geht selten als Lawine zur Tiefe, teils weil solche Gehänge meist gut bewaldet sind, besonders aber auch deshalb, weil auf den durchlässigen Felsplatten das Schmelzwasser des Schnees versickert, statt den Schnee unterschmelzend zu lösen.

Jeder Kessel mit Auslauf ist ein typisches Wildbachsammelgebiet mit Sammelkanal. Aber diese Wildbäche arbeiten langsam; die von ihnen aufgehäuften Schuttkegel sind

bewachsen oder mit Dörfern besetzt. Kräftige Schuttkegel finden sich am ehesten am S-Rand des Jura nach dem Molasseland hinaus. Einer der bedeutendsten ist derjenige von Baulmes, der ein altes NE-laufendes Randtal am Jura unterbrochen und den oberen Teil zurückgestaut hat; nur der untere NE-Teil ist noch offen für La Baumine und Arnon. Ich erinnere mich an keinen Schuttkegel im Juragebirge, der das Bild der beständigen Überschüttung mit Geschiebe und des ewigen Laufwechsels böte, wie sie zu Tausenden in den Alpen und im Appennin an der Arbeit sind. Sehr viele der Schuttkegel, die am Südrande des Jura entstanden sind, liegen auf der Niederterrasse und lassen dadurch den Betrag der gröberen mechanischen Flußerosion im zugehörigen Sammelgebiete bemessen, der sich seit dem Rückzug der letzten Gletscher vollzogen hat. Nach meinem Gefühl ist es auffallend wenig. Die Erosion des Juragebirges ist auffallend langsam geworden. Das gelöst oder fein suspendiert Abgeführte freilich ist hier außer Schätzung gefallen.

b) Bergstürze.

In den Quertälern des Juragebirges sind die Sturzmassen nur selten angehäuft. Es war da für ihr Verbleiben kein Raum; sie sind fast vorweg ausgespült worden. Gewöhnlich findet man nur noch wenige großblockige Reste und nur dünne Kegel von Gehängeschutt. In den Längstälern dagegen ist der Fuß der Ketten von Gehängeschutt oft weithin verdeckt. Ein sehr gutes Bild von dieser Erscheinung gibt Rolliers Karte 1 : 100 000, Blatt VII. Die eigentlichen Bergstürze im Juragebirge nehmen besonders drei wesentlich verschiedene Formen an.

1. Schuttrutschungen (Bergrutsch). Langsam fließende Massen von aufgelöstem tonigem Schutt oder Fels bewegen sich auf schwer durchlässiger Unterlage als Schuttstrom, oben mit konkaven Anrissen, unten mit konvex ausgebauchten Wülsten, seitlich oft von Scherklüften begleitet, im Verlaufe einiger Stunden oder zentimeterweise in Tagen, Jahren und Jahrzehnten unter Schiefstellung der Bäume talwärts.

Beispiele: Eine starke solche Bewegung ereignete sich vor einigen Jahrzehnten im Erlimoos W unter der Frohburg, N Olten. Viele bewegen sich nur in nassen Jahren je um einige Zentimeter oder Dezimeter. Die auch in diesen Dingen stets sorgfältigen geologischen Karten von Fr. Mühlberg in 1 : 25 000 („Beiträge", Spezialkarten Nr. 25, 31, 45, 67, 73) verzeichnen eine große Anzahl von Gehängen im Juragebirge als „Bergrutsch", wodurch in seinem Sprachgebrauch eine gleitende, ziemlich langsame, periodische Bewegung bezeichnet werden soll im Gegensatz zu „Bergsturz", was ein plötzliches Abstürzen von größeren Massen fester Felstrümmer bedeuten soll. Ein Bergrutsch in Molasse und aufliegendem Malm fand vor etwa 20 Jahren am Südabhang des Montchaibeux im Delsbergerbecken statt. Ungeheure Bergrutschmassen liegen am Roggen und im Kessel von Mümliswil, und ebensolche umgeben im Hauensteingebiet die vorgeschobenen Muschelkalkberge. Löhrenberg mit Gling, Dielenberg, Walten, Wisenberg und die Rogensteinberge (SW-Ende Geißfluh, NE und SE-Ende Wasserfluh usw.) zählen hierher.

Die Schuttmassen und Karmoränen aus dem hoch gelegenen Kessel des Creux du Van sind, gemischt mit den Rhonegletschermoränen und dem Schutt am unteren Gehänge abgerutscht und haben den unteren Engpaß der Kluse von Noiraigue so verschlossen, daß das Traverstal prähistorisch einen 18 km langen See bis Longeaigues und St. Sulpice bildete. Alte Bachdelta 70—80 m über dem Haupttalboden geben davon Zeugnis. Die im alten Talweg unter der Schuttschwelle durchsickernden Wasser erscheinen als Quellen im Champ du Moulin, während der Talweg der Oberfläche nach N verschoben in den Kern der Mont Daminkette gedrängt ist und durch weiteres An-

schneiden des Schuttriegels immer noch Rutschungen veranlaßt. Unterhalb Champ du Moulin folgt ein Schuttriegel, der die Areuse gegen S gedrängt hat, und in Les Sanvoennes bewegen sich infolge Angriff des Gehängefußes durch die Areuse seit 1896 Rutschungen in Molassemergeln (Schardt et Dubois, Gorge de l'Areuse, Bull. Soc. Neuchât. Sc. nat. 1902).

Eine ganz große, langsame Rutschung der Urgonienkalke und des oberen Hauterivien auf den Hauterivemergeln (1500 m lang und bis 500 m breit) vollzieht sich linksseitig im untersten Teil der Areuseschlucht im Gebiete des Bois de Biolley, nach der Schlucht hinab Schicht auf Schicht gleitend (Schardt und Dubois). Die Eisenbahn fährt durch das von klaffenden Spalten durchsetzte Rutschgebiet hindurch.

Meines Gedenkens sind wohl schon ein halbes Dutzend von kleineren und größeren Rutschungen an den Gehängen der Lägern niedergegangen oder bewegen sich noch heute.

2. Felsrutschungen treten im Juragebirge häufig auf. Ein Stück einer Schichtmasse trennt sich nach der Schichtfuge von der Unterlage ab und gleitet, besonders in Längstälern, bei stark schiefer Schichtstellung ab.

Beispiele: Malmkalkabsturz vom Kruttliberg (Weißensteinkette) gegen N bis Welschenohr, und nahe E davon der ähnliche Absturz vom Kamben, der den großen, ca. 1 km breiten Bergsturzhaufen oberhalb Hammer (ob Herbetswil, Tal der Dünnern) geliefert hat.

Reich an Felsabstürzen, beginnend nach Art der Felsrutschung durch Abgleiten von Schicht auf Schicht, ist das Nordufer des Bielersees. Die Schichtung fällt 40—60° gegen den See ab. Straßen- und Bahnbau, sowie Steinbruchbetrieb haben außerdem noch Untergrabung der Schichten erzeugt. Am einen Ort stürzen Platten von Kreidefels, am andern von oberstem Malm ab, und dies ist schon in vorhistorischer wie in letzter Zeit geschehen. Bei Vingreis ist die Abrißnische eines vorhistorischen Bergsturzes oben im Fels und die Blockstreuung unten in den Rebgeländen deutlich zu sehen. Viele Blockhaufen liegen zwischen Biel und Glérisse im See. Am 15. April 1903 stürzten bei Daucher infolge einer unvorsichtigen Sprengung 7000—8000 m^3 ab. Am 11. Februar 1909 abends 5 Uhr fand ohne jede erkennbare Veranlassung bei La Neuville ein Absturz von Portlandkalk von ca. 800 m^3 aus 546 m Höhe statt. Die Hauptmasse blieb auf einer Terrasse von 500 m liegen; einige Blöcke überbordeten, darunter ein Block von 30 m^3 (Schardt, Note sur un éboulement survenu près de La Neuveville en Février 1909, Bull. Soc. Neuchât. Sc. nat. 1911). In diese Gruppe gehören auch eine Anzahl von Felsschlipfen am Südabhang der Lägernkette (Fr. Mühlberg, Erläuterungen zur geol. Karte der Schweiz, Heft 3, 1902), bei welchen die zerklüfteten durchlässigen Wettingerschichten auf den Mergeln der Badenerschichten in der Richtung des Schichtfalles abgeglitten sind (Bußberg ob Wettingen, Ballebern ob Boppelsen). Ebenso Schicht auf Schicht gleitend sind Felsrutschungen am Südabhang des Kestenberges und anderswo im Gange.

Am Westende des Geißberg (Unteraaretal E) sinken Stücke vom Rande des Malmplateau über die Effingerschichten. Am Südabhang des Bözberg bei Brugg rutschen Juranagelfluhmassen über dem Helicitenmergel ab. In Oberrauschenbach W Baden rutschen aus dem Nordschenkel der Lägernkette alle Gesteinslagen vom Muschelkalk bis und mit dem Malm.

Im Jura ist eine besondere Art von Felsrutschung („Felsschlipf") häufig, durch die größere, zusammenhängende Schichtfetzen, deren Fuß untergraben und deren tonige Unterlage durchnäßt worden war, abgleiten, ohne völlig auseinanderzufallen. Fr. Mühlberg hat in seiner „Geotektonischen Skizze" (Livret-Guide géol. 1894) eine Anzahl von solchen in die Karte eingetragen. Bei vielen derselben bleiben Zweifel, ob es sich um tektonische Überschiebungsklippen oder um Verwitterungsbewegung handelt. Eine solche Malmrippe, Chaluet zwischen Graitery und Weißensteinkette, über deren Deutung man früher durchaus im Zweifel bleiben mußte, ist nun durch den Grenchenbergtunnel als tektonischer Natur und anstehend erwiesen und muß aus der Liste der Felsschlipfe gestrichen werden. Im Becken von Delsberg liegt bei Develier ein südlicher Ausholer der Rangierskette. Die

Masse ist zu gut und zusammenhängend geschichtet, als daß man an eine oberflächliche Bewegung denken könnte; es handelt sich wohl um eine quere Aufwölbung, abzweigend von der Rangierskette. Westlich folgt, der Kette entlang, in gleicher Höhe bis über Delsberg hinaus, der Domont. Rollier kartiert ihn als „lambeau de recouvrement" und seinen Umriß als abnormalen Kontakt. Noch sonderbarer sind die Auflagerungsklippen S Delsberg von Cras de Pavillon und Montchaibeux (629 m), bestehend aus petrefaktenreichem Sequanien auf miocäner Molasse — oder weiter gegen W, 697 m hoch bei Mét. des Pics, die Klippen von Kimmeridgien auf oligocäner Molasse. Bei den letzten drei Beispielen läßt allerdings der innerlich zertrümmerte Zustand die Annahme einer großen Abrutschung zu. Dieselbe müßte sich von den höchsten, zuerst herausgeschälten Teilen der südlichen Kette abgelöst haben zu einer Zeit, da noch Molassefüllung eine schiefe Ebene bis zur jetzigen Lagerungsstelle bilden konnte. Der Versuch, Montchaibeux als tektonische Überschiebungsklippe aufzufassen, ist nach den neuesten Profilen von Buxtorf über die Velleratkette fast aussichtslos, trotz des Scheitelbruches am Nordrand dieser Kette.

Es gibt noch eine ganze Anzahl ähnlich gelagerter Schichtfetzen im Juragebirge, über deren Ursprung die Akten noch nicht geschlossen sind. Die einen sind eher erosiv abgeglitten, die andern eher tektonisch abgeschoben. Die beiden Vorgänge können einander auch unterstützt haben, indem tektonisch abgeknickte Stücke durch Erosion von den Malmflanken abgeglitten sind. Hier ist noch viel Beobachtungsarbeit zu leisten!

Rollier hat sich in der Legende zu Blatt VII, 1 : 100 000, sehr vorsichtig und vieldeutig ausgedrückt. Er umgibt diese Massen mit rotem Strich und nennt sie „Contacts anormaux ou de dislocation (failles, chevauchements, lambeaux de recouvrement, roches détachés etc.)". Als Beispiele solcher getrennter Schichtpakete, die vielleicht große alte Felsschlipfe sind, nennen wir außer den oben schon angeführten: Les Monseignattes S Crémine im Münstertal; Schutt und Felsmassen (meistens mittlerer Dogger) am S-Abhang der Weißensteinkette auf 8 km Länge von Günsberg über Rumisberg bis Niederbipp; Sequan und Kimmeridge an der N-Seite des Dünnerntales bei Steinern; bei Hohl und zwischen Laupersdorf und Balstal; Guldertal vier Schichtfetzen von Malm auf Molasse, der größte bei Reckenstein fast 3 km lang und 1 km breit. Dagegen sind die Doggerfetzen auf Rauracien zwischen Birs- und Rangierskette von Spitzenbühl bis Bois du Treuil, bis 730 m hoch, tektonische Überschiebungsklippen.

Der Hitzbühl an der Nordseite der Lägern E von Ehrendingen (523 m) ist ein Hügel aus lauter Malmblöcken auf oberer Molasse abgelagert, ohne verbindende Blockstreuung völlig abgetrennt vom nächsten, fast 1 km entfernten anstehenden Malm (Steinbuck 661 m). Mühlberg (Erläuterungen Nr. 3) hat gewiß recht, wenn er zu dessen Bildung drei Möglichkeiten offen läßt: Entweder ist er ein Erosionsrest eines vormaligen großen Rutsches oder einer Überschiebungsklippe oder einer durch Gletscher hierher gebrachten Trümmermasse.

Dagegen kann kein Zweifel über die erosive Rutschung großer Schichtkomplexe von Hauptrogenstein bleiben, die nördlich St. Lorenzbad (NW Aarau) auf Opalinustonen mit starkem Südfallen liegen. Der größte dieser Fetzen hat 500—600 m Breite und Länge. Durchaus analog sind die Felsschlipfe bei Lostorf. Rutschung eines ganzen Schichtkomplexes ohne völlige Zertrümmerung hat bei den Quellen von Bad Lostorf stattgefunden. Fr. Mühlberg hat sie kartiert und Ad. Hartmann kurz beschrieben (Mitt. d. Aarg. natf. Ges. 1917). Die 10—15° gegen S geneigte Platte von Dogger (besonders Hauptrogenstein) von 100—120 m Dicke und etwa 150 ha Fläche (Bann, Falkenstein, Kastel) ist auf den Opalinustonen um 150—200 m gegen SSE vorgerutscht und hat auf eine streichende Breite von ca. 1150 m den am Fuße entblößt gewesenen antiklinalen Aufbruch von Lias, Keuper

und Muschelkalk samt den daraus hervorbrechenden thermischen Mineralquellen überschoben und überdeckt. Das bewegte Volumen beträgt über 150 Mill. m^3. Die mittlere Absenkung durch die ganze Bewegung erreicht kaum 50 m. Die Bewegung ist vorhistorisch postglazial.

Wiederum eine andere lokale Bewegung hat in der Schlucht der Areuse bei Pont de Vert unter der Grotte de Vert stattgefunden. Ein mächtiger Klotz von Untervalangienkalk ist abgesunken unter Ausquetschen des Purbeckien.

3. Die Felsstürze, bei denen die Massen nicht nach der Schichtfläche, sondern quer zur Schichtung abbrechen und sich bewegen, bilden bei kleinen Abrutschmassen nur Steinschläge, bei größeren Bergstürze. Wir treffen sie mehr in den Quertälern als in Längstälern.

Beispiel: Steinschlag Oensingerklus von der E-Seite am 1. Februar 1892 abends zwischen 6 und 7 Uhr, einige Häuser stark beschädigend. Steinschläge am Rocher de la Clusette bei Noiraigue 1818, 1896—1898 und 1901, die letzten durch die Ausbeute des Zementsteines veranlaßt. Hierher gehören auch die Felsstürze, die den Doubs zum Lac des Brenets gestaut haben.

Wir haben über Bergstürze einige Typen und einige Beispiele aus dem Juragebirge angeführt. Aber auch da zeigt sich wieder, daß unser zur Schematisierung neigende Geist Mühe hat, die große Mannigfaltigkeit der Natur zu erfassen. Fast jeder Fall hat seine Besonderheiten; jede Einteilung ist unfähig, die ganze Vielfältigkeit der Natur zu erfassen, und es gibt vieles, das wir noch nicht ahnen. Man könnte über hundert verschiedene Bergstürze des Juragebirges interessante Monographien schreiben. Der größeren Terrainbewegungen im Juragebirge zählen wir wohl über Tausend. Nehmen wir noch die Gehängeschuttkegel oder -halden dazu, so werden es viele Tausende. Bedenken wir überdies, wie viele solcher provisorischer Ablage- und Umladeplätze von Gebirgsschutt wieder durch weitere Erosion verschwunden sind, bis das ganze Gebirge auf weniger als die Hälfte seiner Aufstauung abgetragen war, so bekommen wir eine Ahnung von der modellierenden Bedeutung dieser Vorgänge. Diejenigen Bewegungen, die heute noch erkenntlich sind, entsprechen der jüngsten geschwächten Generation einer langen Ahnenreihe.

Es liegt nahe, die Schuttmassen, die sich in allerlei Arten von Bergstürzen im weitesten Sinne des Wortes bewegt haben, mit denjenigen zu vergleichen, welche die Bäche und Flüsse am Rande des Gebirges beim Austritt in das flache Vorland als Schuttkegel ablagern. Dem ganzen Innenrand des Jura entlang, im westlichen Teil auch rings herum, hat jeder Jurabach seinen Schuttkegel auf die Niederterrasse angehäuft, und dieser Schuttkegel ist ein Maß für den Betrag der rückliegenden Talerosion seit der letzten Vergletscherung. Diese Schuttkegel sind im ganzen alle klein, alle langsam wachsend und gehören „zahmen Wildbächen" an. Ich habe den Eindruck, daß das Volumen der an den Gehängen und ihrem Fuße als Bergsturzhaufen aller Art und als Gehängeschutt auf Lager angehäuften Gebirgstrümmer wohl das 10—100fache von dem Volumen der sämtlichen postglazialen Fluß- und Bachschuttkegel aus dem Juragebirge zusammengerechnet sein dürfte, und daß die Niederschläge mit deren Auflösung, und die Bäche und Flüsse mit deren Export zurzeit weit im Rückstande sind und nicht Schritt zu halten vermögen. Das Gebirge wird also mehr und mehr von einem Mantel seines eigenen Schuttes umhüllt und begraben, wenn nicht neue Dislokationen die Erosion wieder beleben.

Ein großer Faktor freilich, der in dieser Betrachtung unberücksichtigt bleibt, ist die innere Auslaugung, deren Produkte Bäche und Flüsse gelöst und suspendiert ungehindert und stetig fortführen.

7. Karstphenomene und Quellen des Juragebirges.

Karren.

L. Rollier, Sur les lapiès du Jura, Bull. Soc. Neuchât. Sc. nat. 1894.

Wenn auch nicht so auffallend wie in den Alpen, so sind die Karrenfelder im Juragebirge doch weit verbreitet und deutlich ausgeprägt an Bergflanken wie besonders auf Rücken und an Kämmen, überall wo die Flächen relativ stabil und nicht zu rasch von mechanischer Gesteinszertrümmerung geformt werden. Wir finden sie in verschiedenen reineren Kalksteinen des Jurasystems wie der Kreide entwickelt. Wie überall, so sehen wir auch hier auf horizontaler Fläche die Formen mannigfaltig, sehr unregelmäßig und sehr rauh. Auf geneigten Flächen herrschen die tiefen, nahe nebeneinander laufenden Furchen in der Richtung des größten Gefälles vor. Auf kahlen, exponierten Kalksteinflächen finden sich oft frische Karren. Eine schwache Streuung mit erratischen Blöcken stört ihre Bildung nicht, während Bedeckung mit Lehm sie totlegt. Ganze große Karrenflächen sind mit Tannenwäldern bestanden, deren Wurzeln in die Furchen hineinwachsen, während Moose die Rippen überkleiden. Die Karrenbildung ist dadurch nicht völlig totgelegt, aber modifiziert. Oft vergraben sich die Karren mehr oder weniger unter ihren eigenen Auslaugungsrückständen, sodaß nur noch manche Rippen aus dem Rasen hervorragen. Diese Erscheinungen finden sich durch den ganzen Jura. Sie können schon in der großen Interglazialzeit begonnen haben und sich noch weiterbilden. Innerhalb der Eisbedeckung der größten und außerhalb derjenigen der letzten Vergletscherung findet man oft unter der Grundmoräne oder dem Diluviallehm in ihrer Schärfe etwas gemilderte Karrenflächen (Franches Montagnes, Neuenburger Jura, französischer Jura). Diese Karrenbildung bezeichnet wohl die ältesten gebliebenen Oberflächenstücke im Kettenjura. Sie ist ein Fossil aus der großen Interglazialzeit. Innerhalb der letzten Vergletscherung trifft man unter Grundmoränen tote Karren nur selten. Viel gewöhnlicher hat der Gletscher allfällige Karren aus der letzten Interglazialzeit weggeschliffen, sodaß die letzte Grundmoräne auf Schliffflächen liegt (S-Rand des Jura an zahlreichen Stellen). Es gibt auch entblößte Schliffflächen, welche von postglazialen Karrenfurchen durchsetzt sind.

Wie in den Alpen, so ist auch im Juragebirge die Karrenbildung an möglichst reine Kalksteine gebunden und durch das chemisch auflösende Regen- und Schneewasser in eisfreien und vegetationsarmen Kontinentalzeiten erzeugt. Auch hier im Jura sind die Karren ergiebige Quellsammelgebiete. Fast kein Tropfen Wasser kann abfließen; alles wird zur Tiefe geleitet. Bach- und Flußläufe können im Gebiete der Karren nicht entstehen. Von echten Karrenfeldern bis zu mehr oder weniger karriger Anwitterung der Kalksteinflächen sind alle Zwischenformen vorhanden.

Versickerungstrichter.

Die Versickerungstrichter, „emposieux", „entonnoirs", „abîmes" kommen schwarmweise in den Hochtälern des Jura und auch auf Plateaux und Rücken vor. Am reichlichsten bilden sie sich immer in der Randregion einer undurchlässigen Schicht gegen deren Ausgehendes hin, wenn eine leicht durchlässige Schicht darunter liegt, viel seltener direkt in den durchlässigen Schichten, weil dort die Versickerungsgelegenheit zu diffus ist. Viele sind von großen Dimensionen (10—30 m in Durchmesser und Tiefe), und manche führen das Oberflächenwasser eines ganzen geschlossenen Talbeckens ab, ohne daß je ein oberirdischer Abfluß entsteht. Wirkliche Einsturztrichter nach Höhlengängen sind selten; meistens handelt es sich um Wirkungen der Auslaugung nach Spalten. Die Versickerungstrichter bilden jeweilen die Erosionsbasis für den Oberflächenabtrag ihres Sammelgebietes.

Die Vallée de la Brévine zählt 4 ganz große, ca. 20 mittlere und eine Menge ganz kleiner, nur bei starken Regenfällen tätige Trichter. Fast alle liegen in den Randregionen der schwerer durchlässigen, schmalen Muldenfüllung von Kreide und Molasse mit Grundmoräne der größten Vergletscherung. Sie erhalten nur die auf diesem vielfach torfigen Talboden entstehenden Bäche. Auf den umliegenden, viel ausgedehnteren Kalkflächen versiegt das Wasser vorweg in Karren ohne Bachbildung. Alles Wasser des Talgebietes wird unterirdisch.

Im Tale von Les Ponts ganz die gleichen Erscheinungen: Die Kreidesynklinale ist noch mit Molasse gefüllt und sodann mit Grundmoräne der größten Vergletscherung ausgekleidet. Darüber liegt das wohl bedeutendste Torflager der Schweiz, im unteren Teil und in den Randregionen als Tiefmoor, in den mittleren Teilen als Hochmoor entwickelt (ca. 18 km² ausgedehnt, 2—5 m mächtig). Das Becken wird ohne Überlauf durch ca. 5 große und ca. 20 kleinere Entonnoirs, die meistens in den Randregionen im Neocom liegen, nach der Noiraigue-Quelle entwässert.

Der östliche Teil des Hochtales von Les Verrières wird ganz durch Trichter entwässert. Der große Trichter der Säge von Belle-Perche östlich des Dorfes liegt im Urgonien mitten in der Synklinale. Sein Wasser geht siphonförmigen Weges in die Quelle la Doux (St. Sulpice).

Am Nordrande des Lac de Joux versinkt dessen Wasser in 7 Trichtern; am Nordrande des damit zusammenhängenden Lac Brenet stürzt es in 4 Trichtern brausend zur Tiefe.

Im Hochmoor auf Dogger am Berge Pouillerel W La Chaux-de-Fonds liegen die Trichter in großer Zahl. Ebenso in vielen andern Hochtälern des Jura. An einigen Orten sind Turbinen zur Ausnutzung der Wasserkräfte in die Trichter eingesetzt worden.

Nicht selten gibt es Versickerungstrichter, die in Zeiten von Hochwasser, statt Wasser aufzunehmen, solches als Überschluckquellen ausströmen lassen, so bei La Brévine, Anneta und Les Tallières, alle im Hochtal von La Brévine, dann bei Les Verrières. Ebenso wechselt der oberste Trichter im Lac de Joux seine Funktionen.

Im Gebiete der Brandungskette sind Entonnoirs oder auch nur stumpf endigende Einsturztrichter (Dolinen) infolge Gipsauslaugung sehr häufig.

Auffallenderweise fehlen in den Kalkzonen des Juragebirges die großen eigentlichen Dolinen, jene mehr oder weniger kreisrunden Einsturzkessel von mehreren hundert Metern bis über ein Kilometer Durchmesser und ebenso die Reihen von Einsturztrichtern, wie sie alle im Karstgebirge und in den Dinariden des Balkan so verbreitet sind.

Höhlen.

L. Rollier, Sur les grottes du Jura Bernois, Bull. soc. Neuchât. sc. nat. 1890.
E. A. Martel, Bibliographie spéléologique jusqu'à 1897 (Mém. Soc. spél.).
Maréchal et Fournier, Recherches spéléologiques dans la chaîne du Jura (Mém. Soc. Spél. Paris 1901).
Paul Egli, Beitrag zur Kenntnis der Höhlen der Schweiz, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1904.

An die Oberflächenformen reihen sich die unterirdischen, die allerdings ja nur selten zugänglich und sichtbar werden. Schlote, Gänge, Höhlen sind reichlich im Juragebirge vorhanden. Oft bilden sie völlige Labyrinthe in launigem Verlauf, in denen eine Anzahl großer Kammern durch schmale Gänge verbunden sind. Häufig treten große Quellen aus den Höhlen. Alle die Schlote und Gänge, die auf Grundlage von Spalten durch Auslaugung im Kalkstein entstanden sind, haben die für Korrosion charakteristischen rauhen, vorherrschend konkavschaligen Flächen. Die Kalksteinkomplexe sind von solchen Gängen durchzogen; an den mergeligen Gesteinskomplexen setzen sie plötzlich ab. In trockener Zeit kann man hie und da auf den Wegen periodischer Quellen ein Stück weit eindringen. Es gibt horizontale, aufsteigende und absteigende Schlote. Bald unterbrechen sie die Schichten in der Art erweiterter Querbrüche, bald entsprechen sie ausgelaugten Schichtfugen. Manchmal liegen sie unter dem Niveau der gewöhnlichen Wasserfüllung, bald zeitweise trocken, zeitweise im Wasser, bald sind sie ganz über jedem Füllungsniveau, indem sie aus früherer Zeit stammen und jetzt in ihrer Ausbildung größtenteils abgestorben sind. Oft ist ihr Boden mit Trümmern von der Decke aufgeschüttet, oft in rauhen Rinnen kahl erodiert. In der Regel sind die nur periodisch wasserführenden Kanäle mit Travertin (Tropfstein) etwas inkrustiert; die aufsteigenden haben meistens rauhe Erosionswände. Im Juragebirge gehört die große Mehrzahl der Höhlen dem Malmkalk an; im Dogger sind sie weniger entwickelt; im Lias fehlen sie. Paul Eglis Register führt etwa 80 Höhlen aus dem Jura der Schweiz an, etwas über 100 aus den Kalkalpen, 25 aus den kristallinen Alpenzonen und ca. 25 aus dem Mittelland.

Wir können hier nicht auf Beispiele eintreten. Sie sind allerdings mannigfaltig und für den Laien oft sehr erstaunlich, für den Geologen aber allzu selbstverständlich. Ganz großartige Höhlen sind im schweizerischen Jura noch nie gefunden worden. Wir können die Besucher unseres Landes nicht durch eine Adelsbergergrotte, auch nicht durch eine Dechenhöhle führen. Eine der schönsten Höhlen im Jura, mit weißen Tropfsteinen ausgekleidet, ist diejenige von Réclère W Pruntrut. Höhlen, in denen sich Eis bildet und ausgebeutetes Eis auch im Sommer regeneriert, sind bei Pré de Saint-Livre und Saint Georges auf dem Mont Tendre, La Genollière zwischen St. Cergues und Les Rousses und Monlezi zwischen Môtiers und La Brévine, zwischen Oltingen und Zeltingen (Aargau) und östlich Ruine Pfeffingen in der Blauenkette bekannt. Diluviale Tierreste unter einer Schicht mit alpin erratischen Gesteinen, besonders Höhlenbär, sind gefunden in der Grotte de Cottencher bei Rochefort (Areuse). Magdalénienfunde und Azilienreste stammen aus den Höhlen des Birstales (Fr. Sarasin, Die steinzeitlichen Stationen des Birstales, Neue Denkschr. d.

Schweiz. naturf. Ges. Bd. 54, 1918). Jüngere prähistorische Reste hat die Grotte du Four bei Trois-Rods (Boudry) und Elennschädel ein Höhlenschlot der Côte-aux-Fées geliefert.

Gewöhnliche Quellen.

E. Desor, Les Sources du Jura, Revue Suisse 1858.
Aug. Jaccard, „Matériaux" (= „Beiträge"), Lfg. VI u. VII, 1869 u. 1870.
J. B. Greppin, „Matériaux" (= „Beiträge"), Lfg. VIII, 1870.
Viele Aufsätze von Aug. Jaccard und von H. Schardt, beide in Bull. Soc. Neuchâtel. d. Sc. nat.
E. Fournier et Magnin, Essai sur la circulation des eaux souterraines dans les massifs calcaires du Jura, Soc. Belge de Géol., Pal. et Hydrol. 1903.
F. Mühlberg an vielen Orten. — (Literatur sehr zerstreut.)

Nach einer langen Wanderung durch flußlose Hochtäler und über trockene Bergrücken sind wir zur Tiefe gestiegen. Ein starker, klarer, blaugrüner Bach fließt zwischen bemoosten Steinen durch den Wald. Wir gehen seinem Wasser entgegen. Da schließt das Tal mit einem Felskessel ab; ein Wasserfall über die Felswand fehlt. Am Fuß des Felsens, von mächtigen Tannen umstanden, liegt ein tief grünblau überfließender Wasserkessel. Hier tritt plötzlich der große Bach aus dem Berggrund hervor, das ist die Quelle! Wie ein wunderbares Gedicht oder wie Orgelschall tritt die geheimnisvolle Erscheinung uns vor die Seele. In reichem Wechsel der Kraft und Tonart wiederholt sie sich hundertfältig im Juragebirge.

Wiederum sind es der schroffe Wechsel rein kalkiger mit tonigen Schichtkomplexen und die Faltung der geblätterten Erdrinde, die auch die herrlichen Quellen erzeugen. Die Gesetzmäßigkeit in ihrem Auftreten, bedingt durch den Bau des Gebirges, und die Gestalt der Oberfläche ist so vollkommen, daß ein geübter Geologe, dem man eine gute geologische Karte des Juragebirges ohne jeden Eintrag von Gewässern geben würde, sofort die meisten Stellen bezeichnen könnte, wo sich große Quellen finden müssen. Überall erweisen sich die Kalke durch ihre zahlreichen Risse als durchlässig. Die darin vom Wasser benützten Wege, besonders diejenigen, die unter hydrostatischem Drucke stehen, werden durch Auslaugung erweitert unter Bildung rauher, oft mit lauter konkaven Schälchen behafteten Wandflächen, den typischen Korrosionsflächen. Die tonreichen Gesteine sind für das Wasser meist undurchlässig. Die durchlässigen Schichten nehmen an der Oberfläche das Wasser auf, sammeln es und leiten es über ihrer undurchlässigen Unterlage und unter ihrem undurchlässigen Dache an die Stelle, nach der es mit größtem Gefälle ausfließen kann. Die Quellen erscheinen am tiefsten Punkte, wo die wasserführende Schicht wieder an die Oberfläche tritt. Stauwasser wirkt wie eine undurchlässige Schicht. Je mächtiger und ausgebreiteter der Komplex der durchlässigen Gesteine ist, die das Sammelgebiet einer Quelle bilden, desto stärker die Quelle. Einzelne eingeschaltete tonige Bänke z. B. innerhalb der Kreideschichten, innerhalb des Sequanien oder des Dogger können viele kleinere Quellen zutage führen; ebenso einzelne durchlässige Schichten innerhalb der tonigen Komplexe, z. B. im Lias, in der Molasse. Die ganz großen Felsschichtquellen des Juragebirges sind:

1. Kreidequellen, aus den Kreidekalken auf den Mergeln des Hauterivien oder Purbeck erscheinend, nur im W-Jura vorhanden.

2. Malmquellen, aus den Kalken des oberen Malm auf Argovien-Oxfordien zutage geleitet. Sie sind die größten und häufigsten, besonders im mittleren und westlichen Jura.

3. Doggerquellen, aus den Doggerkalken über den Opalinustonen. Sie erreichen nicht die Stärke der Malmquellen, fehlen im W, werden im E-Jura bedeutender.

4. Muschelkalkquellen, aus dem Hauptmuschelkalk auf den Tonen des mittleren Muschelkalkes, im Tafeljura und im E-Teil des Kettenjura.

Man hat sich gewöhnt, die ganz großen Quellen des Kalkgebirges nach der herrlichen Quelle von Vaucluse in den französischen Alpen „sources vauclusiennes" zu nennen (Fournet). Im schweizerischen Juragebirge kann man deren zwischen 50 und 100 aufzählen. Hier hat oft der Schulmeisterbegriff von der „Quelle eines Flusses" seine Berechtigung, indem viele Juraflüsse wirklich mit einer gewaltigen Stammquelle als Fluß „entspringen".

Die Verteilung der Quellen im Juragebirge nach der Tektonik der Täler ist folgende:

1. Quertalquellen. Die stärksten Quellbildner sind die Quertäler. Am tiefsten Punkte, wo ein Quertal einen durchlässigen Schichtenzug quert, erscheint regelmäßig eine Quelle — oft zwei, eine am

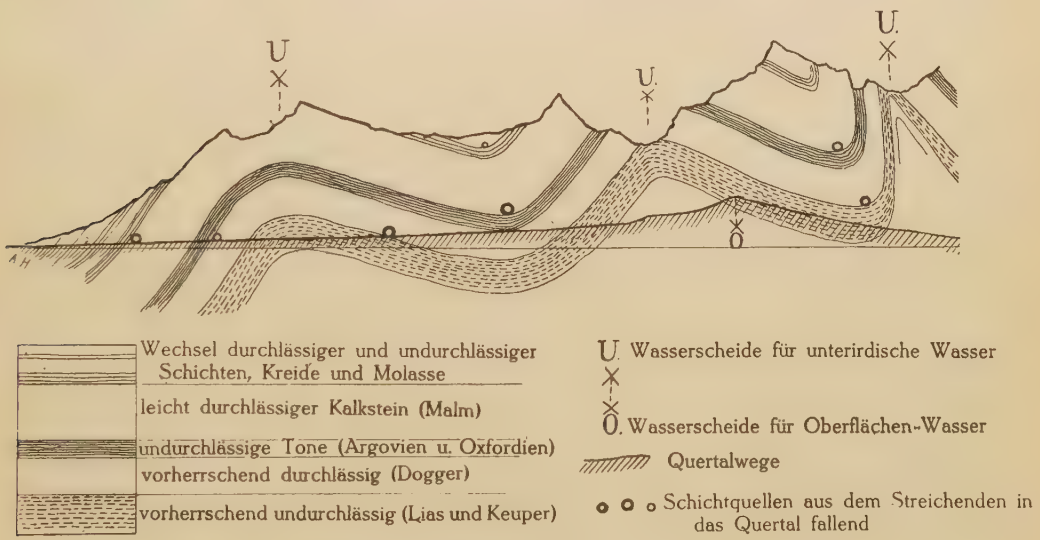


Fig. 125.

Schema über die Quellen in Quertälern.

rechten und eine am linken Gehängefuß symmetrisch gelegen. Die Quellen treten in der Richtung des Streichens aus und sind um so ergiebiger, je größer der streichende durchlässige Schichtenkomplex ist, dem sie entspringen (Fig. 125). Das zugehörige Sammelgebiet ist die Fläche, auf welcher dieser durchlässige Schichtenzug über dem Quellniveau an die Oberfläche tritt, vermehrt durch aus Nebenzonen zufließendes Wasser, vermindert um den Ertrag der Quellen, die in einem andern,

den gleichen Schichtenzug anschneidenden Quertale ausfließen können. Die Sammelwasserscheide zwischen zwei Quellen, die in zwei verschiedenen Quertälern dem gleichen Schichtenzug entspringen, ist selten näher bestimmbar. Wenn das Quertal tiefer als die undurchlässige Unterlage einer Mulde eingeschnitten ist, so fließen die Quellen links und rechts über dem Talboden aus der Muldenlinie der undurchlässigen Unterlage aus. Im allgemeinen muß man annehmen, daß der durchlässige Schichtenkomplex, wo er unter den Talboden geht, mit Stauwasser gefüllt ist bis auf das Niveau der tiefsten Ausflußstelle. Das zum Durchfließen nötige Gefälle in Kalkstein (Reibungsgefälle) ist nur sehr gering. Eine Zone aus durchlässigem Kalk muß ohne Mitwirkung einer undurchlässigen Unterlage ihr Wasser sogar nahe am untertauchenden Scheitel eines Gewölbes ausfließen lassen, wenn sonst kein tieferer Austrittspunkt dafür geöffnet war. Ein schönes Beispiel hierfür ist die herrliche Quelle, die etwa 1,5 km SW Moutier in einem kleinen Quertälchen aufbricht, das eben noch den Kimmeridgekalk im östlichsten Ende der Moronkette auf deren Scheitel anschneidet.

2. Isoklinaltäler haben, wenn die Schichten weniger steil sind als das Gehänge, einen Abhang, an welchem die Schichten gegen das Tal aus dem Abhang herausfallen. Da sind viele Quellen möglich. Der andere Abhang mit bergeinwärts fallenden Schichten liefert, abgesehen von seltenen Stauquellen, keine Quellen.

3. Antiklinaltäler sind, wenn etwas hoch gelegen, quellenlos. Das Wasser, das eindringt, wird von der Tallinie weg beiderseits in tiefere Zonen geleitet. Wenn aber Antiklinaltäler recht tief liegen, können sie unter das Stauniveau einer wasserführenden Schicht greifen und Stauquellen enthalten.

4. Synklinaltäler sind im allgemeinen reich an kleineren und größeren Quellen, und führen einen Fluß auf der schwer durchlässigen Molasse (mit Diluviallehm usw.). Würde die Mulde durch die Molasse hinab bis in den Malmkalk durchbohrt, so könnte manchmal artesisches Wasser aufsteigen.

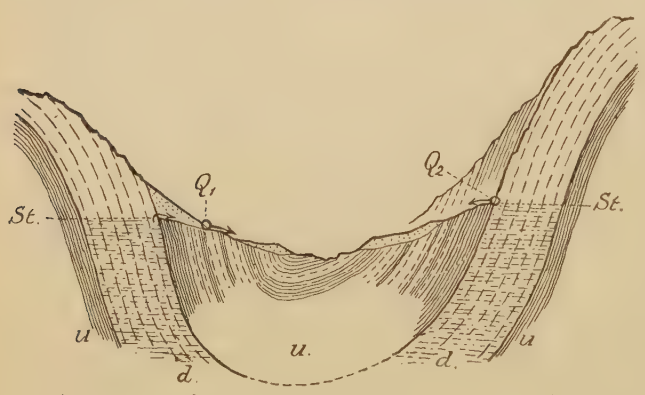


Fig. 126.
Schema der Stauquellen in Synklinaltälern (Querprofil).
St = Stauniveau, Q_1 = Quelle unter Gehängeschutt, Q_2 = Quelle aus Gehängenische, u = undurchlässig, d = durchlässig und voll Wasser gestaut.

Große Schichtquellen sind im Talweg oder in Synklinalen selbst selten, weil diese Täler meistens nicht in die durchlässigen Schichtmassen hinabschneiden. Ausnahmen sind: Umgebung von Laufen a. d. Birs, manche Strecken am Doubs, wie z. B. bei Bellefontaine, unterhalb Ste. Ursanne und andere mehr, wo der Fluß den Malmkalk des synklinalen Talbodens angeschnitten hat.

Große Quellen treffen wir recht oft am Rande der Synklinaltäler und am

S-Rande des Jura, d. i. dem Rand der großen Synklinalzone des Molasselandes. Der steil einsinkende Malmkalk ist mit Wasser gefüllt, das sich bei Mangel an tiefem Ausflußniveau darin staut (Fig. 126). An der Malmflanke lagern undurchlässige Purbeck- oder Kreidemergel, in andern Fällen Bohnerzton, Molassemergel oder auch Grundmoräne. Da wo die undurchlässige Verkleidung des Malm am wenigsten hoch am Juragewölbe emporsteigt, tritt das Wasser ins Synklinaltal heraus. Dies sind die Stauquellen am Talrande. Meistens ist der Austritt des Wassers mit Gehängeschutt verhüllt, und die Quelle erscheint weiter unten aus durch Quelltuff verkittetem Gehängeschutt über Molasse oder Diluviallehm und Moräne. Als Stauquelle aus dem Malm verrät sie sich durch ihre Stärke, die in keinem Verhältnis zum Sammelgebiet der Schutthalden steht.

Solche Stauquellen können stets in ihrem Ertrage bedeutend vermehrt und gesichert werden dadurch, daß man sie mit Gräben oder Stollen tiefer im Malmkalk ansticht, als ihre bisherige Überlaufschwelle stand.

Stauquellen versehen im Juragebirge viele Ortschaften mit Wasser. Solche sind in Pieterlen im Portlandkalk hinter Moräne gefaßt; bei Lengnau, Grenchen gibt es große Stauquellen. Hinter Kreide oder Purbeck aus Malm erscheinen Stauquellen bei Neuveville, Bipschal, Twann usw. (E. Baumberger).

Wenn die Randkerbe in der Kettenflanke eine stark ausgeprägte Nische oder eine kleine Schlucht wird, die tiefer rückwärts greift, so liefert sie auch stärkere Stauquellen. Solche Seitennischen sind aber schon embryonale Quertäler und leiten von den Stauquellen der Längstäler hinüber zu den Quertalquellen.

Die Synklinaltäler bergen hie und da außer den zahlreichen kleinen Schuttquellen an ihren Rändern auch noch große Quellen, hervortretend aus großen Bergsturzhaufen. Die Bergsturzquellen zeichnen sich meistens, im Gegensatz zu den Felsquellen, durch gleichmäßigen Ertrag aus. (Beispiel: Herbetschwil, Balstal).

Quellwege. Im Jurakalk sind es stets durch Korrosion zu Kanälen erweiterte Spalten, auf denen das Wasser fließt. Wasserspalten oder Wasserschlote, die unter das Zirkulationsniveau geraten und von der Wasserbewegung ausgeschaltet sind, verschließen sich oft durch dichten Absatz feinen Lehmes (Auslaugungsrückstand tonhaltiger Kalksteine). Über sehr vielen Juraquellen finden wir die Spuren früher höherer Austrittsstellen, die jetzt nur noch bei außerordentlichen Hochständen Wasser liefern (Überschluckquellen) oder auch für immer abgestorben sind. Die Quellwasser haben im Laufe der Zeit tiefere Gerinne ausgelaugt, und nicht selten lag die Veranlassung hierzu im Einschneiden der Flußtäler. Die Kalksteine des dislozierten Gebirges sind von ganzen Netzwerken feiner Risse durchsetzt, unter denen das Wasser diejenigen mit größtem Gefälle auswählt. Solche Netzwerke von Spältchen finden sich nur innerhalb der durchlässigen Schichten. Sie schneiden an den tonigen Komplexen ab. Sie sind also im großen ganzen der Schichtung eingeordnet und untergeordnet und deshalb sind auch unsere Juraquellen in erster Linie, trotzdem sie Spältchen und Spalten benutzen, Schichtquellen, nicht Spaltquellen. Es gibt indessen auch einzelne wirkliche Spaltquellen.

Nahe außerhalb des N-Ausganges des Weißensteintunnels z. B. sprudelt die große Gänslochquelle. Ein kleiner tektonischer Längsbruch (Bruch von Montpelon) sammelt das Wasser aus dem S-Schenkel der Graiterykette und führt es in die Kluse hinaus (Buxtorf).

Es sind eine Menge von Klassifikationen der Quellen im Jura nach verschiedenen Gesichtspunkten versucht worden. Die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen ist aber zu groß. Viele Quellen sind nach ihrem Regime einfach und klar, andere von großer Komplikation. Das Regime der Quellen hat sich selbstverständlich im Laufe der Zeit allmählich entwickelt und ändert sich fortwährend in langsamer Anpassung an die Oberflächendenudation und die innere Auslaugung. Vor dem Abtrag der Molasse auf den Gewölben gab es noch wenig unterirdische Zirkulation.

Tunnelquellen. Schon zahlreiche Juraketten sind von Eisenbahntunnels durchstochen worden. Der Tunnel wirkt auf die Zirkulation der Quellwasser genau so wie ein neues Quertal. Aus den Klüftchen der Kalksteinschichten treten eine Menge von größeren und kleineren Quellen in den Tunnel, und die höher liegenden Quellen derselben Schichtkomplexe versiegen, selbst bis in Entfernungen von vielen Kilometern. Mit dem Tunnelvortrieb verschieben sich oft die Eintrittsstellen. Alle tonigen Schichtenkomplexe, die der Tunnel durchsticht, sind im Gebirgsinnern vollständig trocken und bleiben trocken (E. Künzli, „Beiträge" n. F. Lfg. XXI 1907, Weißensteintunnel, Temperatur und Wasserverhältnisse). Die Temperatur der frisch angebohrten Quellen ist zunächst annähernd gleich der dortigen Gesteinstemperatur, weil im Tunnelniveau das Wasser im Spaltennetz meist stille stand. Mit dem Ausfließen nimmt sie ab, und es kühlt sich auch das umgebende Gestein ab. Ebenso geht nach wenigen Stunden oder Tagen der Wasserdruck und der Ertrag der vom Tunnel angebohrten Quellen zurück. Der gestaute Vorrat, der die Gesteinsklüfte bis zum Niveau der früheren natürlichen Quellen füllte, ist nun eben auf das Tunnelniveau hinab entleert, und erst jetzt stellt sich der Ertrag auf die zeitlich zugehörige Versickerung ein.

Beim Mont-d'Or-Tunnel zwischen Vallorbe (Schweiz) und Longeville-dessous (Frankreich) ist es 1912—1915 gelungen, durch eine vollständige Ausdichtung des Tunnels die ungeheuren, unter hohem Druck einbrechenden Wasser wieder abzustauen und auf ihre ursprünglichen Quellenaustrittsstellen zurückzudrängen (Schardt, Verhandl. d. Schweiz. Natf. Ges. 1915 u. 1917).

Beispiele großer Juraquellen. Ganz große Quellen im schweizerischen Juragebirge, „Sources vauclusiennes", gibt es über 50. Die Jurassier gebrauchen häufiger die Bezeichnung „Loues". Wir nennen nur wenige: Doubs-Quelle, Orbe-Quelle, la Diaz, le Fleurier, le Dessoubre, la Loue, le Lison in Vallée de Joux, l'Ain, la Noiraigue, la Doux, la Lionne, la Venoge, la Serrière, Birsquelle, la Doue (St. Immertal zwischen Cormoret und Villeret), les Corbez bei Undervelier, Quelle von Soyhière, Illquelle am Blauen, Quelle von Neuveville, Mühlequelle von Twann, Recolaine bei Delsberg, Frinvillier, Gänsbrunnen, SE Moutier, Mühlequelle von Court, große Quellen bei Ste. Ursanne, Quellen aus dem Hauptrogenstein bei Lostorf NW Aarau usw. Zur Charakteristik dieser Quellen geben wir noch einige Notizen.

Eine der schönsten Juraquellen ist La Doux, die im Hintergrunde des fast kreisrunden Kessels von St. Sulpice als Hauptquelle des Areuseflusses erscheint (S. 671 u. Tafel XXIX). Sie entspringt dem Sequanien an der tiefsten Schnittstelle des Erosionskessels mit der Oberfläche der mächtigen Argovienmergel im Nordschenkel des Gewölbes von Malmont bei 799 m Meerhöhe. Mit dem Rückwärtswandern des Zirkus ist die Quelle in ihrem Austrittsniveau gesunken und wird noch weiter sinken. Sie ist eine Art „Überfallquelle". Der Ertrag ist nach den Messungen von Alexis Ferrier in St. Sulpice:

Außerordentliches Minimum	180 Sek.-Liter	Mittelstand nässerer Jahre	4 000 Sek.-Liter
Gewöhnliches Minimum	300—400 „	Normales Maximum	40 000 „
Mittelstand	3500 „	Außerordentliches Maximum	100 000 „
Mittelstand 1900	3560 „		

Das normale Verhältnis von Minimum zu Maximum ist 1 : 130, außergewöhnlich = 1 : 500. Die Variationen erfolgen rasch. In 24 Stunden kann die Quelle ihren Ertrag verhundertfachen. Wenn über den Hochflächen von Verrières und Brévine schwere Gewitter niedergegangen sind, fängt sie schon nach 12 Stunden zu schwellen an.

Aus dem geologischen Bau des Gebietes geht hervor, daß der östliche Teil vom Tale Les Verrières und das ganze Hochtal von La Brévine samt den zwischenliegenden und umgebenden Bergrücken das Sammelgebiet darstellen, und daß das Ausstreichen der Argovienmergel den Umriß bezeichnet. Nach Schardt ist diese Fläche 140 km² groß. Oberflächlich aus dem Gebiete hinausfließendes Wasser gibt es in diesem Umfang nicht, wohl aber eine Menge von Entonnoirs. Schardt hat Färbversuche mit Fluoreszin gemacht, um den Zusammenhang der Trichter mit der Quelle von St. Sulpice zu prüfen und folgendes gefunden:

Färbungsort	Höhe desselben	Durchflußzeit bis zur la Doux-Quelle	Stand der Quelle während des Experimentes
	m	Stunden	Sekundenliter
Lac de Tallières	1042	$299^1/_2$	786
Annetatrichter	1040	$107^1/_2$	2200—5800
Dorf Brévine	1043	189	1210—4000
Belle Perche Verrières	927	61	3440
Petit Cachot bei La Chaux du Milieu .	1042	66	18000

Es ergibt dies Durchflußgeschwindigkeiten von 10—40 Stunden für 1 km Distanz. Die durch Entonnoirs entwässerten Flächen sind aber kaum $^1/_{80}$ des ganzen Sammelgebietes. Den Hauptertrag bezieht die Quelle von St. Sulpice von der direkten diffusen Versickerung auf den Kalksteinflächen des Gebirges. Da die atmosphärischen Niederschläge dieses Gebietes ca. 1300 mm per Jahr betragen, davon ca. $^1/_3$ verdunstet, $^2/_3$ eindringen, so berechnet sich bei 140 km² Sammelfläche der mittlere Ertrag der Quelle von St. Sulpice $= \frac{140\,000\,000 \times 1300}{365 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60} \times \frac{2}{3} = 3425$ Sekundenliter, welche Zahl sehr gut mit der Beobachtung übereinstimmt und die von Schardt gegebene Umgrenzung des Sammelgebietes bestätigt.

In ähnlicher Weise bestimmte Schardt, daß bei untermittlerem Stande das in die Trichter von Les Ponts einfließende Wasser für den ca. 4 km langen Weg 6—9 Tage Zeit gebraucht, bis es in der Quelle von Noiraigue erscheint. Die Sammelfläche des Gebietes beträgt etwa 65 km², der Niederschlag 1260 mm; der berechnete Mittelertrag ist 1400—1600 Sekundenliter. Hier wurde nur unregelmäßig gemessen und Zahlen von 100—1500 Sekundenliter gefunden.

Die Areuse hat außer la Doux und Noiraigue noch mehrere andere „Sources vauclusiennes": die Quelle des Buttes und de la Raisse bei Fleurier. Im unteren Abschnitt folgen große Quellen im Champ du Moulin und in Combe Garot, letzteres die Ergüsse aus beiden Flügeln des hier besonders im Mittelschenkel enge gepreßten Gewölbes der Montagne de Boudry (Chasseronkette).

La Serrière tritt 35 m über dem Neuenburgersee, ca. 2 km E von Neuchâtel im Urgonkalk aus einer großen, von der Quelle selbst erodierten Nische des sanften Gehänges am S-Fuße der südlichsten Jurakette hervor. Sie liefert die Triebkraft für die Schokoladefabrik von Suchard. Ihr Sammelgebiet greift durch die Kreide hinein in den Malm. Sie gehört nach Schardt zu den relativ konstanten Juraquellen, Minimum 300, Maximum 10000 Sekundenliter.

Die Quelle des Doubs erscheint bei ca. 940 m Höhe am N-Rande der Noirmont-Kette aus dem Portlandien in der Mitte einer Strecke von 24 km Länge an der Stelle, wo die undurchlässigen nördlichen Flankenschichten der breiten großen Antiklinalkette die tiefste Bresche oder Kerbe aufweisen (Typus Fig. 126). Vielleicht spielt dabei auch noch ein Mitläufer des Querbruches von Mouthe eine Vermittlerrolle.

Am Chamblon, jenem sonderbaren flachen Kreidekuppelberge, der dem Jura bei Yverdon vorliegt, erscheinen eine Anzahl starker Quellen, deren Ertrag weit das übersteigt, was der Chamblon als Sammelgebiet zu liefern vermöchte. Schardt hat aus den Temperaturen, aus den sehr wechselnden Erträgen (bis 50000 Minutenliter) und durch Färbversuche festgestellt, daß das Sammel-

gebiet dem S-Rande der Hauptkette entlang liegt und auch die oberflächlichen Wasser des sumpfigen isoklinalen Tälchens unterhalb Baulmes bis Vuitteboeuf durch Entonnoirs damit in Verbindung stehen. Das Wasser fließt im klüftigen Valangienkalk und wird eingeschlossen syphonförmig geleitet zwischen den Hauterivemergeln und denjenigen des Purbeck oder Kimmeridge. Die Durchflußzeit von den Trichtern nahe Vuitteboeuf bis zu den Quellen beträgt für 4—6 km Distanz 10—40 Stunden, und die Quellen treten an den Stellen auf, wo der Valangienkalk durch eine Einkerbung des umgebenden Randes von Hauterivemergel am tiefsten entblößt ist.

Durchflußgeschwindigkeit der größten Juraquellen. Alle Experimente über den Wasserdurchfluß von den Versickerungstrichtern bis zu den großen Quellen haben ergeben:

1. daß eine Quelle das Wasser von vielen Trichtern aufnimmt; 2. daß das Trichterwasser nur einen Teil des Wassers der Quelle ausmacht; 3. daß der Durchfluß ohne Filtration stattfindet und chemisch und bakteriologisch keine Reinigung des Wassers ergibt; 4. daß der Durchfluß sehr rasch vonstatten geht.

Wenn viele Beobachter, wie Fournier, Magnin und Forel im Gegenteil über die Langsamkeit der Durchsickerung höchlichst erstaunt sind, so beruht dies nur auf der ungleichen persönlichen Erwartung. Geben wir also Zahlen: Bei meinen Beobachtungen über Filtration von Wasser durch alluviale und diluviale Schuttböden ergaben sich meistens Beträge von 2 bis 10, selten bis 15 oder 20 m per Tag, also 100 Tage für 1 km. Im Jurakalkgebirge erwartete ich eine wohl 10mal größere Geschwindigkeit der Durchsickerung, sie ist aber meistens mehr als 100mal rascher! Es handelt sich eben um Durchfließen eines Netzes weit offener, durch Auslaugung auf Spalten entstandener Röhren. Die 39 von Fournier und Magnin zusammengestellten Experimente ergeben als größte Durchflußgeschwindigkeit $3^3/_4$ Stunden, als geringste 48 Stunden für 1 km Weg. Damit bilden wieder die von Fournier gegebenen Zahlen für 2 Schuttquellen einen großen Gegensatz: Durchsickerung in Glazialschutt 1 km in 156 Tagen, in Alluvium in 40 Tagen.

Alle Beobachter finden übereinstimmend, daß an jeder Stelle die Durchflußgeschwindigkeit sehr stark entsprechend dem Ertrag wechselt. Der angeschwollene Lauf fließt eben viel schneller und die Wasserüberfüllung des Netzes kommunizierender Kanäle erzeugt in denselben einen hydrostatischen Druck nach der Ausflußstelle hin, der bei Niederstand fehlt.

Auch wir müssen mit Forel und Fournier anerkennen, daß im Vergleich zu direktem Wasserdurchfluß durch weite Röhren der Durchgang der künstlichen Färbungen vom Trichter zur Quelle als verlangsamt erscheint. Wo er 1 km in 10 Stunden beträgt, könnte er 1 km in 30 Minuten sein. Die Reibung des Wassers an den Kluftwänden allein erklärt besonders den großen Wechsel in der Durchflußgeschwindigkeit nicht. Die Erklärung liegt in Komplikationen der Wasserkanäle, Umwegen und besonders in höhlenartigen Erweiterungen derselben, in welchen das gefärbte Wasser relativ stille steht wie in einem See. Forel hat deshalb vom „lac de l'Orbe souterraine" gesprochen. Einigermaßen lassen sich aus den Verzögerungen bei bekanntem Durchflußquantum die Volumina der unterirdischen Gangsysteme für einzelne Fälle berechnen. Die Verhältnisse sind von einem zum andern Fall wiederum wechselvoll. Jeder muß für sich selbst studiert werden.

Geringe Filtration. Leider ergibt, wie schon hervorgehoben, der Kalkstein keine Filtration des Wassers. Das so durchfließende Wasser nimmt sich, wenn es nicht unter hohem Druck mit den Gesteinswänden in Berührung kommt, nicht einmal Zeit, Kalkstein stark aufzulösen; manche der Sources vauclusiennes des Kalksteingebirges sind ganz weich wie Regen- oder Seewasser. Hat das Wasser im Kalkfels seine Wege einmal zu Schloten ausgelaugt, so fließt es unverändert durch, und zwar rasch, indem die Reibungshindernisse nicht mehr groß sind. So verhalten sich manche der Juraquellen fast wie unterirdische Wildbäche. Ihre Wasserstände schwanken stark und rasch. Die Quelle der Areuse in St. Sulpice führt bei niederem Stand $^1/_6$ m^3 Wasser per Sekunde. 20 Stunden nach einem heftigen Gewitterregen schwillt sie an und trübt sich. Mit 100 m^3 per Sekunde drohte sie schon, die Fabriken wegzuspülen, die sie sonst treibt. Es scheint allgemein, daß die Schwankungen in den Quellerträgen im Verlaufe von 100 Jahren zugenommen haben. Schuld daran kann die weitere Auslaugung der Wasserwege, aber auch die Entwaldung der Sammelgebiete und sogar die Torfausbeute in den Hochtälern sein. Die Quelle von Noiraigue im Traverstale hat ihren Namen von der braunen Farbe ihres vom Torf im Hochtale von Les Ponts abfließenden Wassers. Neuchâtel war früher mit dem Wasser der Seyonquelle versorgt. Eine schwere Typhusepidemie vor etwa 30 Jahren führte zu einer genauen Untersuchung, die ergab, daß die Schmutzwasser der Dörfer des Val de Ruz durch Entonnoirs mit dem Seyon in Verbindung stehen. Ferner trüben sich die meisten der Quellen des Juragebirges bei hohem Wasserstand, indem der die Grundwände bekleidende Ton, der als Auslaugungsrückstand geblieben war, nun durch die größere Wassergeschwindigkeit mitgerissen wird, zum Teil aber auch durch getrübte Tagewasser, die in die Trichter stürzen.

Es gibt im Juragebirge außer den Fels-Schichtquellen auch noch Schuttquellen. Dahin zählen kleine Quellen aus dem Gehängeschutt am Fuß der Ketten in den Synklinaltälern, aber auch einige den größeren Bergsturzhaufen entquellende Wasser. Am N-Fuß der Weißensteinkette z. B. liegt zwischen Matzendorf und Herbetschwil im Dünnerntal ein großer Bergrutschhügel. Die an seinem Fuße erscheinenden großen Quellen erweisen sich als filtriert gereinigtes Wasser. Der Maximalertrag verhält sich zum Minimalertrag nicht, wie so oft bei den Kalkfelsquellen, wie 100 : 1 oder 50 : 1, sondern nach den mir bekannt gewordenen Messungen etwa wie 3 : 1. Natürlich kann eine solche Filtration und Ausgleichung nur einem großen und feintrümmerigen Bergsturzmaterial gelingen.

Mit Ausnahme der Bergsturzquellen sind die großen Quellen des Juragebirges für Trinkwasserversorgungen nur dann zulässig, wenn sich ihre Sammelgebiete außerhalb jeder Infektionsgefahr finden, also nicht dorfbesetzten Zonen oder Weideland, sondern bewaldetem Gebirge angehören. Leider sind diese Bedingungen nur selten erfüllt (Quellen von Combe Garot in der untern Areuseschlucht). Überdies ist der enorme Rückgang in Zeiten außergewöhnlicher Trockenheit ausgiebiger Benutzung oft sehr hinderlich.

In den Jahren 1914—1917 sind unter den militärischen Grenzbesetzungen der Juragebiete eine Menge von lokalen Typhusepidemien ausgebrochen. Dabei zeigte sich deutlich, wie die Eingeborenen eine gewisse Immunität besitzen, die Neu-

zugewanderten hingegen ansteckungsempfindlich sind. Die Geologen unter den Militärpflichtigen sind dann mit systematischer Prüfung der Quellen in allen Gebieten der Grenzbesetzung beauftragt worden. Manchmal war den Übelständen abzuhelfen. Manchmal aber liegen sie unwiderruflich im Sammelgebiet und der ungenügenden Filtration. Diese Untersuchungen haben durch Ausschaltung schlechter Quellen, bessere Fassungen und Beizug von anderen zu einer wesentlichen Verbesserung der Wasserversorgungen vieler Höfe und Dörfer im Juragebirge geführt.

Als ganz vorläufige Schätzung nehme ich an, daß von den auf das Juragebirge fallenden Niederschlägen volle $^3/_4$ zur Quellbildung gelangen und nur $^1/_4$ unmittelbar abfließt oder verdunstet. Dennoch steigen die Juraflüsse nach wenigen Regentagen schon an, weil eben auch viele der Quellen sehr rasch anschwellen. Gebiete mit so starker Quellbildung sind sonst nicht häufig. Der Vergleich mit der schwäbischen Alb liegt nahe. Dort ist das Sieb flach, welches den größten Teil des Wassers aufnimmt, um daraus Quellwasser zu machen, und nur in baumförmig aufwärts verzweigten Tälern treten die Quellen hervor. Hier im Kettenjura ist die Siebfläche kompliziert gefaltet, und die Taleinschnitte, welche die unterirdischen Wasserläufe anzapfen, sind reichlich differenziert.

Durchgreifend ist der Unterschied von Juraland und Molasseland: Im Juraland die an Trockenheit leidenden, weit ausgedehnten Hochflächen und Rücken ohne ein Wasseräderchen, in den Talgründen aber die einzelnen gewaltigen Felsquellen; im Molasseland infolge seiner im ganzen sehr geringen Durchlässigkeit fast keine Hektare Oberfläche ohne eine kleine Wasserrinne, keine ganz großen Quellen, aber zahlreiche kleine Quellen, die in ihrer großen Mehrzahl Schuttquellen sind.

Mineralquellen und Thermen.

Im Juragebirge sind Mineralquellen nicht häufig, aber durch ihre Anordnung und Herkunft merkwürdig. Die mineralischen Thermen des Juragebirges treten in den Querdurchtalungen der Brandungskette auf, und zwar durchweg nur aus der südlichsten Überschiebungsfläche. Die bedeutendsten sind diejenigen von Baden an der Limmat und von Schinznach an der Aare; weiter folgen: Quelle am Benken, St. Lorenzen, Lostorferbad und im Hauensteintunnel.

Thermen von Baden.

P. Merian, Über die gegenseitigen Beziehungen der warmen Quellen zu Baden (Aargau), Verhandl. d. naturf. Ges. Basel 1852.

A. Escher v. d. Linth und C. Culmann, Gutachten über die Thermalquellen von Baden usw., 1858.

Fr. Mühlberg, in Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges. 1905, S. 44.

Die Thermen von Baden, die schon in der Römerzeit stark benutzt wurden, bilden eine Gruppe von 21 Quellen, die alle auf einem Flächenstreifen von 180 m W—E und 50 m N—S Ausdehnung beisammen liegen. Dies ist gerade diejenige Stelle, wo das Quertal der Limmat den Keuperkern der Lägernfalte bis beinahe auf den Muschelkalk hinein anschneidet. 18 Quellen sind mittelst nicht sehr tiefer Schächte, leider meistens nur im Schuttgrunde, gefaßt. Bei den Fassungen ist aber doch mehrere Male der unterliegende Keuper oder Muschelkalk gesehen worden. 14 davon liegen links („große Bäder") und 5 der Quellen rechts der Limmat

(„kleine Bäder"). Zwei Quellen sind in der Limmat gefaßt. Bei der einen Limmatquelle beobachtete Fr. Mühlberg: „Die Quelle tritt aus einer tiefen E—N—E streichenden, mit Kies erfüllten Rinne hervor, zu deren beiden Seiten Schichten aus ungleichem Niveau des mittleren Keupers antiklinal gestellt sind. Der S-Flügel ist um 6 m relativ gehoben". Hierdurch wird bestätigt, daß die Lägernkette ein Gewölbe mit Scheitelbruch und überschobenem Südschenkel ist. Die Thermen treten aus dem Scheitelbruch (Tafel XXV).

Chemisch sind alle diese Quellen gleich. Die Temperatur liegt zwischen 46 und 48° C. Daß die 21 Quellen von Baden nur die verschiedenen Ausflußpunkte eines zusammenhängenden Gerinnebüschels sind, ist auch experimentell festgestellt worden (Gerichtliche Untersuchung durch die Experten Escher und Culmann), nachdem der Besitzer eines Hauses sich im Keller eine Quelle ergraben hatte. Wenn man eine der Ausflußstellen etwas höher staut, so nimmt ihr Ertrag ab, derjenige der benachbarten Quellen aber zu. Wenn man den Auslauf tiefer setzt, so nimmt der Ertrag in diesem tieferen Ablauf zu, derjenige der andern Thermen ab. Das Verhältnis, in welchem dies geschieht, ist aber nicht einfach, und die Zeit, die notwendig ist, bis die Wirkung eines solchen Eingriffes in konstantes, den neuen Bedingungen entsprechendes Gleichgewicht übergeht, scheint in die Jahre zu gehen. Die Ausflußniveaux der verschiedenen Ergüsse sind nun gerichtlich festgestellt. Die im Niveau am höchsten gelegene Ausflußstelle schwankt im Ertrage nach Jahreszeiten und Jahrgängen am stärksten, nämlich bis zu 40%. Der niedrigste Ausfluß dagegen ist der konstanteste mit einer Ertragsschwankung von nur etwa 8%, also mit einer Konstanz, wie sie gewöhnliche Quellen fast niemals aufweisen. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind sehr gering. Stärker sind die Differenzen verschiedener Jahre. In dem trockensten Jahre des vergangenen Jahrhunderts, 1865, hat der Quellertrag der Badener Thermen nicht abgenommen. Es folgte 1866 ein sehr nasses Jahr. Gegen Ende desselben verminderte sich langsam der Thermalertrag und stieg erst wieder von 1867 auf 1868. Auch die Zahlen, die Mühlberg über den Thermalertrag von Baden gesammelt hat, ergeben die fast völlige Ausgleichung nach der Jahreszeit und eine Verzögerung nach den Jahrgängen um 1—2 Jahre. Der Wasserweg vom Sammelgebiet bis zum Ausfluß muß also ein sehr weiter und die Überleitung von Wasserdruckveränderungen vom Sammelgebiet zum Quellenpunkt sehr gehemmt sein.

Der Ertrag der verschiedenen Quellen der Badener Thermengruppe ist sehr ungleich. Mehrere haben kaum 1 Minutenliter, andere 20—40, die drei stärksten 103, 119,5 und 156 Minutenliter. Der Summenertrag der Thermen rechts der Limmat war 1846—1847 = 222 Minutenliter, links der Limmat 628, zusammen 850 Minutenliter. Das Mittel der Messungen 1886—1896 ergibt 670 Minutenliter. Im Oktober 1913 waren es 762, am 17. Januar 1914 785,2 Minutenliter. Der Niveauunterschied vom niedrigsten bis zum höchsten Ausfluß beträgt 6 m. Die Stärke der Quellen wird offenbar hauptsächlich von der Weite der Gerinne bedingt, denn es sind nicht die Höheren stets schwächer als die Tieferen.

Das Wasser ist ein Gipswasser mit Chlornatrium und Magnesiumsulfat. Es enthält Borsäure und Brom und von Gasen CO_2, N_2 und H_2S. In den Wasserbehältern, in denen die Temperatur auf Badewärme reduziert wird, sublimiert Schwefel. Die Radioaktivität ist nicht gering (F. P. Treadwell, Chemische Untersuchungen der Schwefeltherme von Baden, Aarau, Sauerländer 1897). Die Bäder werden das ganze Jahr stark benützt trotz zum Teil etwas veralteter Einrichtungen.

Daß die Thermen von Baden durch den Lägernkern aufsteigen wo er am tiefsten vom Limmattal durschschnitten ist und daß sie dem Muschelkalk angehören, steht fest. Zur Erklärung sind zwei Theorien gegeben worden. F. Mühlberg sucht das Sammelgebiet im Streichen beiderseits entlang der Überschiebungsfläche im Juragebirge, Alb. Heim dagegen in den autochthonen Alpen.

Mühlbergs Theorie ist folgendes entgegenzuhalten: damit das Wasser von Baden seine Wärme gewinne, muß es durch eine Tiefe von wenigstens $30 + (48 - 10) \times 35 = 1390$ m gehen. Weil es im Aufsteigen eine Abkühlung erfährt, müssen wir seinen Gang wohl bis in etwa 1500 m Tiefe voraussetzen. Nehmen wir mit Mühlberg an, daß an vielen Stellen in die Bruchfläche des Lägerngewölbes Niederschlagswasser der Umgebung weit unter Meer bis in solche Tiefe eingesickert sei, so hätte dasselbe doch durchaus keinen Grund, durch diese Tiefe zu zirkulieren und wieder heraufzusteigen, vielmehr würde das Wasser in den tieferen Teilen stehen bleiben und nur eine Zirkulation der oberen Wassermassen in der Region zwischen einem höheren Sammelgebiet und dem Austrittsniveau der Quellen sich einstellen. Auf dem Niveau der Thermen von Baden könnte aber im Innern der Juraberge die Temperatur des Wassers nicht viel über 15° werden. Damit auf dem Jura eingesickertes Wasser konstant bis in eine Tiefe von 1500 m und aus derselben sich wieder heraufbewege, müßte zwischen dem etwas höher gelegenen Sammelgebiet einerseits und dem Ausflußpunkt andererseits jede kürzere Kommunikation in höherem Niveau als 1500 m unter der Oberfläche verstopft sein, so daß ein Siphon entsteht. Diese Annahme wäre zu gekünstelt und entbehrt der Wahrscheinlichkeit. Zudem erreicht die Aufschiebungskluft in der Brandungszone des Juragebirges nicht die hierfür nötige Tiefe.

In Baden kommt das Thermalwasser aus dem leicht durchlässigen Hauptmuschelkalk. Unter demselben liegt der undurchlässige Anhydritmergel, darüber der undurchlässige Keupermergel und Lias. Das in der Muschelkalkplatte fließende Wasser ist also beiderseits gut abgeschlossen. Der Muschelkalk der Thermen von Baden fällt südlich ab unter das Molasseland. Unter Zürich wird er etwa 1300—1500 m tief liegen. In den Alpen tritt er wieder zutage an der Sandalp, hinter Engelberg usw. in 1000—1500 m Meerhöhe. Auch dort ist er ein splittriger wasserdurchlässiger Dolomit, überlagert von undurchlässigen Quartenschiefern und Tonschiefern des unteren Dogger. Das Wasser, das auf dem Rötidolomit (= Muschelkalk) der autochthonen Alpen einsickert, findet nach dem Gesetz der kommunizierenden Röhren die nächsten tiefen Austrittspunkte bei Baden und bei Schinznach im Durchschnitt von Limmat und Aare durch die Lägernkette. Die Temperatur, die Ertragsausgleichung, die lange Verzögerung der Schwankungen nach den Jahrgängen, die chemische Beschaffenheit, alles findet auf diese Art seine volle Erklärung.

Thermen westlich Baden. Die Aufschiebung des Muschelkalkes im Ostfaltenjura wird schon an der Aare und besonders weiter westlich eine mehrfache. Eine Schuppe stellt sich vor die andere. Auch dort folgen noch Thermen, und sie alle liegen immer nur in der südlichsten aufgeschobenen Schuppe.

Die nächste bekannte ist die große Schwefeltherme von Schinznach-Bad mit 33—34,3° C. Sie ist ein echtes Schwefelwasser, ärmer an Gips, reicher an H_2S als Baden, im Schwefelgehalt die reichste des Kontinentes (Analyse von Treadwell 1912). Wir sahen sie aus runden Schloten von etwa 10—20 cm Durchmesser durch den Muschelkalk heraufsteigen, und haben sie dort 6 m unter der Aare, $1^1/_2$ m tief im Fels gefaßt. Ihr Ertrag steigt direkt proportional mit der Tiefe, in welche sie im Fassungsschachte unter ihr höchstes Stauniveau abgepumpt wird. Wenn diese Tiefe t in m, der Ertrag Q in Ml angedeutet wird, so war vor der Neufassung von 1882 Q = t. 180 und ist nachher auf Q = t. 250 gestiegen. Im Mittel ergibt sie während der Saison 500 Minutenliter.

Daß die Therme von Schinznach-Bad, gleichen Lauf aus den Alpen tief unter dem Molasselande wie bei der Therme von Baden angenommen, etwa 14° weniger

warm ist, erklärt sich daraus, daß hier die Schichten unter dem Molasselande gegen N nicht so rasch aus der Tiefe aufsteigen, sondern verschiedene Vorfalten bilden. Das Wasser muß sich schon länger auf und ab in geringerer Tiefe bewegen, bevor es die Austrittstelle bei Schinznach-Bad erreicht. Es hat sich also wieder zum Teil abgekühlt. Nach A. Hartmann (Mitt. d. naturf. Ges. Aarau 1917) hängt mit der niedrigeren Temperatur auch der größere H_2S-Gehalt ursprünglich zusammen.

Baden und Schinznach liegen genau auf der gleichen Zone jeweilen da, wo der Muschelkalk an der Aufschubfläche der Lägernkette von den großen Quertälern angeschnitten wird. Zwischen beiden liegen ebensolche Durchschnitte im alten toten Reußtal bei Hausen und im lebendigen Reußtal 1 km NW Birmensdorf. An diesen beiden Stellen sind ähnliche Thermen wahrscheinlich. Sie finden aber ihren Austritt unter Diluvium verborgen in die Grundwasser hinaus. Es ist noch nie darnach gesucht worden.

Westlich der Aare folgen einige kleinere thermale Mineralwasser:

Sogar bei ursprünglich gleicher Temperatur nimmt die Wärme der Quelle sehr rasch mit dem Ertrag ab, denn die geringere Menge des aufsteigenden Wassers fließt langsamer und wird in den höheren Lagen viel mehr abgekühlt. Dazu kommt geringerer Überdruck und deshalb leichtere Beimengung von gewöhnlichem kaltem Quellwasser, wie solches schon bei Schinznach schwer abzuhalten war. Die kleineren Mineralthermen weiter westlich: Benken, Lorenzenbad, Lostorferbad und Hauensteintunnel, sind wohl auch schwächer im Ertrag, weil sie alle höher liegen als Baden und Schinznach.

Das Wesentliche für die Ursprungsfrage liegt darin, daß die ganze Reihe dieser Thermen nur der jeweilen südlichsten Aufschubfalte oder -schuppe des Muschelkalkes entspringt. Die gleich nördlich sich anschmiegenden Muschelkalkaufschiebungen haben keine Thermen mehr, obschon sie für die Versickerung von Jurawasser ebenso wie nach der Tiefe der Aufschubfläche und ihrer Entwicklung keine wesentlich verschiedenen Momente bieten und nach der Mühlbergschen Theorie ebensogut Thermen liefern sollten, wie der südlichste Muschelkalkzug. Weil das Thermalwasser von den Alpen her unter dem Molasselande durchgeht, tritt es eben nur in der den Alpen nächstliegenden südlichsten Muschelkalkzone des Kettenjura aus und die nördliche, davon abgetrennte Schuppe erhält kein alpines Wasser mehr. Wenn wir Herkunft aus den nördlich aufsteigenden Bergen annehmen wollten, würden wir überdies, dem dortigen Schichtenverlaufe entsprechend durchaus nicht tief genug kommen, um Temperaturen über 13°, allerhöchstens 14°, herauszubringen.

Die weiteren relativen Mineralthermen (Temperatur der gewöhnlichen Quellen = 8—10° C) sind von E nach W die folgenden:

Benken, W am Fischbach bei 565 m, 4,5 km nördlich Aarau, 14° warme, ca. 300 Minutenliter starke Quelle am tiefsten Punkte des Taldurchschnittes, aus der südlichsten Schuppe des Muschelkalkes hervortretend.

St. Lorenzen bei Aarau, 515 m, Badekurort, relative Therme von 17—18° C, aus Schutt neben dem vertikalen Muschelkalk der Antiklinale der Hauensteinkette hervorbrechend. Enthält Gips, $MgSO_4$, $MgCl_2$, Spuren von As.

Lostorferbad bei Olten in 510—520 m Meerhöhe. Drei Quellen von 18, 15,8 und 14,5°, Gipsquellen mit NaCl, $CaSO_4$, K_2SO_4, $MgCO_3$, $CaCO_3$, H_2S. Sie brechen aus tiefem Quereinschnitt durch die Keuperantiklinale hervor. Die eine liefert 200 Minutenliter (näheres in Hartmann l. c.). Die Mineralisation und die Temperatur haben im Laufe der Jahre, wohl durch Eindringen von gewöhnlichem Quellwasser, abgenommen.

Hauensteinbasistunnel, ca. 410 m Schwefelquelle von 30—40 Minutenliter, $19\,^1/_2$° im südlichsten Aufbruch des Muschelkalkes.

Alter Hauensteintunnel, 510—520 m, mehrere Thermen, ca. 1500 m vom Südportal, südlich des Salztonrückens, mit anfangs bis 34,5° C, später noch 19—26° C und 10—15 Minutenliter. Aus der Tunnelsohle aufsteigend, neu durch den Tunnel entstanden. Die Thermen treten aus der südlichsten vom Tunnel angestochenen Muschelkalkschuppe. Die drei nördlicher noch folgenden Muschelkalkplatten bringen nur kaltes gewöhnliches Wasser.

Die Thermenkette ist von Baden bis in den alten Hauensteintunnel 35 km lang mit 7 Thermen. Alle sind Schwefelwässer. Wahrscheinlich ist die Zahl dieser Thermen noch bedeutend größer, allein viele der zum Austritt geeigneten Stellen sind mit Schuttbildungen überdeckt. Alle diese 7 Thermen sind aus dem Bau des Juragebirges mit Sammelgebiet im Jura nicht zu erklären. Sie kommen, im Muschelkalk unter dem Molasselande durchfließend, aus den Alpen in den Jura.

Nicht weit außerhalb der Thermenlinie liegen auch die Mineralquellen von Birmensdorf und Wildegg. Diese haben keine wesentlich erhöhte Temperatur und sind im besonderen keine Schwefelwässer. Das Birmensdorferwasser ist ein Bitterwasser ($MgSO_4$), das nur aus Soden geschöpft wird. Dasjenige von Wildegg wird aus einem Bohrloch von 117 m aus dem unteren Malm gepumpt. Es enthält Jod und Brom. Für diese trifft die Mühlbergsche Erklärung zu. Ebenso gilt sie für die ganze Reihe von Gipswässern, die aus den nördlicheren Schuppen des Muschelkalkes oder aus dem Keuper hervorbrechen, wie der Warmbach von Dorf Schinznach, die Quellen von Asp, Densbüren, die Kurquellen von Eptingen, Ramsach, Meltingen, deren Temperaturen aber nur 9—13° betragen und deren Mineralisation nur, dem überliegenden Gestein entsprechend, in etwas hohem Gipsgehalt besteht.

Weitere Anschnitte im südlichsten Muschelkalkschenkel der innersten Jurafalte, welche noch weitere Glieder zu der Thermenreihe liefern könnten, sind noch: Kunigraben N Langenbruck, Aufschluß mit 740 m, zu hoch für Thermenerguß! N Günsberg 720—1000 m, zu hoch! Weißensteintunnel bei 700 m und Grenchenbergtunnel bei ca. 500 m haben den Muschelkalk nicht angeschnitten.

Noch weiter westlich im Juragebirge fehlt jeder die Trias erreichende Anschnitt und damit auch jede Therme vom Charakter von Baden. Gewiß aber könnte man noch an manchen Stellen Schwefelthermen künstlich im Muschelkalk erbohren.

Nachtrag zu S. 576.

Paul Vosseler, „Morphologie des Aargauer Tafeljura", Diss. Basel 1918, hebt, deutlicher als wir es getan hatten, hervor, daß die prävindobone Einebnungsfläche etwas steiler gegen S fällt, als die sarmatische, so daß beide sich unter spitzem Winkel schneiden. Die erstere ist eben mehr schon schwarzwäldisch gehoben, als die letztere. Auch Vosseler bestätigt, daß selbst die letztere älter ist, als die Jurafaltung, die sich darüber vorgestoßen hat.

Nachtrag zum Druckfehlerverzeichnis auf S. 440.

S. 6 unterste Zeile lies 1822 statt 1882.
S. 91 Zeile 3 von oben lies XVI statt XI.
S. 122 Zeile 14 von unten lies: Talent, bei.
S. 183 Fig. 30 fehlt unter Neuenhof in der Zeichnung die Andeutung der subjurassischen Antiklinale in der Molasse.

Buchdruckerei von Robert Noske in Borna-Leipzig.

554.94 H46 V01

a39001 007060695b

50897